正硬楔运动造洋
正软楔运动造陆
倒楔运动伴随地震和岩浆活动

The upright-hard WB The ocean
The upright-soft WB The mountains
The inverted WB The earthquake and magmatism

楔块运动
与中国地槽的海陆变迁

Relationship between the wedge block movement
and the ocean-land transition process of Chinese geosyncline

白思胜●著

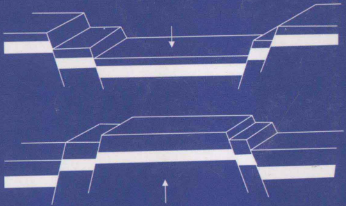
兰州大学出版社

楔块运动

与中国地槽的海陆变迁

Relationship between the wedge block movement and the ocean-land transition process of Chinese geosyncline

策划编辑⊙施援平 责任编辑⊙郝可伟 施援平 封面设计⊙刘 杰



正硬楔运动造洋

正软楔运动造陆

倒楔运动伴随地震和岩浆活动

The upright-hard WB The ocean

The upright-soft WB The mountains

The inverted WB The earthquake and magmatism

ISBN 978-7-311-03679-9

定价：38.00元

楔块运动
与中国地槽的海陆变迁

Relationship between the wedge block movement and the ocean-land transition process of Chinese geosyncline

白思胜●著

蘭州大學出版社

图书在版编目(CIP)数据

楔块运动与中国地槽的海陆变迁/白思胜著. —兰州:兰州大学出版社,2011.5

ISBN 978-7-311-03679-9

Ⅰ.①楔… Ⅱ.①白… Ⅲ.①大地板块构造—研究
Ⅳ.①P542

中国版本图书馆CIP数据核字(2011)第082873号

策划编辑 施援平
责任编辑 郝可伟 施援平
封面设计 刘 杰

书 名 楔块运动与中国地槽的海陆变迁
作 者 白思胜 著
出版发行 兰州大学出版社 (地址:兰州市天水南路222号 730000)
电 话 0931-8912613(总编办公室) 0931-8617156(营销中心)
0931-8914298(读者服务部)
网 址 http://www.onbook.com.cn
电子信箱 press@lzu.edu.cn
印 刷 兰州德辉印刷有限责任公司
开 本 787×1092 1/16
印 张 13.25
字 数 246千
版 次 2011年8月第1版
印 次 2011年8月第1次印刷
书 号 ISBN 978-7-311-03679-9
定 价 38.00元

目 录

导 言

0.1 问题的提出

按照系统论的观点，将研究地内系统的科学称为地球系统科学；将研究地外系统的科学称为天文学。

科学是一个不断发现事实和规律、不断纠正问题和错误的过程。

天文学的研究和发展就是这样，值得我们借鉴。如托勒密完善了“九重天”的宇宙体系——地心说，并以行星的视运动为依据，发展了本轮—均轮模型，用以解释行星的运动过程；哥白尼发现太阳（而不是地球）是宇宙的中心，他把“九重天”中太阳的位置换成了地月系，把地球的位置换成了太阳，创立了日心说，并用行星围绕太阳旋转的真运动合理地解释了行星产生视运动的原因，纠正了地球不动的错误认识；开普勒发现了行星运行的三定律，纠正了日心说中行星的轨道是圆形、行星的运动是匀速的错误认识，指出行星的轨道是椭圆，行星的运动是变速的，发现了行星轨道半长径的平方等于周期的立方；牛顿发现了万有引力定律，回答了行星为什么围绕太阳转、卫星为什么围绕行星转的问题；康德创立了星云说，回答了太阳系是如何形成的问题；宇宙大爆炸理论则回答了星云是如何产生和运动的问题等。可以看出，天文学是沿着一条不断扬弃的正确道路，不断发展的过程。发现的问题很具体，成果很明确，建立的模式越来越完善，越来越深入人心。

大地构造学是研究地壳（现在包括岩石圈）构造的发生、演化及其运动规律的科学。

关于地球系统科学大地构造运动的研究是沿着两个方向去探索和发展的，目前已形成了两类互相对立的观点。一类主张地壳以垂直运动为主，认为地壳是运动和发展的，但这种运动主要是升降运动，是在原地活动，大陆和海洋的位置不变，仅仅表现为海侵和海退，陆地面积的扩大或缩小，地壳的隆起和凹陷等。这一类学说

有地槽说、地台说、地洼说等，以槽台说为典型代表，称为“固定论”；另一类主张地壳以水平运动为主，认为地壳有大规模的水平位移，而不是在原地踏步。这一类学说有板块说、地质力学、断块说等，以板块说为典型代表，称为“活动论”。

地壳运动的动力和地貌的演化应该像天文学一样，有一个统一的形成和演化模式。由于地壳既有大规模的升降运动，又有大规模的水平运动，因此，沿两个方向分别建立的演化模式应是片面的。

借鉴天文学的发展模式，作者认为，固定论的主要成果是发现了地壳大规模升降运动的事实和旋回过程。如地壳早期下陷、晚期上升的运动旋回过程；岩浆早期为超基性、基性岩浆，晚期为中性、酸性岩浆活动的旋回过程；地槽演化为地台再到地洼的阶段性发展演化过程等。活动论的主要成果是发现了地壳大规模水平运动的事实和旋回过程。如海底扩张说发现了海沟、岛弧、洋脊等海底地貌；发现了海底沉积物的侧向变化规律、洋底的年龄、海底磁异常和转换断层等事实；地质力学发现了地壳中在水平作用力下构造行迹微弱的马蹄形盾地等事实；断块说发现了岩石圈中存在岩石圈断裂、地壳断裂、基底断裂和盖层断裂不同级别的断层和被各种断裂网格所切割成的不同级别的断块等事实；威尔逊认为海洋从开始形成到封闭可以归纳为胚胎期—幼年期—成年期—衰退期—残余期—消亡期六个阶段的旋回演化过程等。

大地构造学目前存在的根本问题是动力机制。各个学说几乎都谈到了关于地壳运动的动力机制，但大都存在这样或那样的问题而没有得到普遍的认可。目前影响最大的动力机制是板块说的地幔对流模式，被认为是全球性地壳运动的动力源头，现在看来还存在不少问题或错误。

地幔对流模式认为，软流圈是岩浆上升的源区和板块消亡的汇区。岩浆沿大洋裂谷到达地表冷凝成为新洋壳，依次形成的更新的洋壳推动较老的洋壳向海沟运移，然后沿海沟大断裂俯冲到岩石圈中熔融消亡，完成地幔物质的对流运动过程。这里的洋脊区域出露的应是年轻的岩石，不应出现老地层；这里的海沟区域汇集的板块的年龄应该比其两侧的年龄老；板块就像一条传送带，整体水平运动，在大洋盆地的板块上，洋壳的物质来自于上地幔，不应出现陆壳性质的下沉断块。

但是，在这三个方面都发现了相反的事实。比如，发现大西洋圣保罗群岛存在放射性年龄达 800 Ma 的角闪糜棱岩和高达 2 000 Ma 的橄榄岩；发现太平洋东北部磁异常条带愈靠近海沟年代愈新；发现在三大洋及边缘海中都存在无疑为陆壳性质的下沉断块的事实；据西沙群岛永兴岛西永一井钻孔资料，上第三系之下为一套强烈变质的花岗片麻岩和混合岩，同位素年龄为 627 Ma，属大陆型地壳；在太平洋西岸菲律宾岛的两侧，各发育了一条沟—弧系；这些事实是地幔对流模式难以解释的。

因此，寻求建立一个既能适应地壳的水平运动，又能适应地壳的垂直运动的新动力模式是十分必要的。

提出楔块运动模式就是在这方面的一种尝试。楔块运动是垂直和水平两种运动兼而有之的地壳运动。当一个正硬楔楔入时，楔块本身在垂直方向上下降，则挤压围岩在水平方向上发生褶皱。如一个断面倾角为45°的正硬楔块做垂直运动时，能引起围岩双倍垂直距离的水平运动。因此认为，地壳既有垂直运动，又有水平运动，地壳的水平运动是由楔块的垂直运动引起的。在楔块运动模式中，地壳是以水平运动为主还是以垂直运动为主，主要取决于楔块断面倾角的大小。倾角大则以水平运动为主；倾角小则以垂直运动为主。

为了能够反映楔块运动的基本观点和应用价值，作者撰写了《楔块运动与中国地槽的海陆变迁》一书，引导读者以一种新的视角来看待和研究大地构造运动问题，能够合理地解释岩石圈水平运动和垂直运动兼而有之的问题，进而揭示地壳运动的基本规律。

0.2 创新与特色

在《楔块运动与中国地槽的海陆变迁》中，作者提出了楔块运动基本观点——12345要点，即楔块动力——1矛盾；楔块划分——2类型；楔块系统——3层次；楔块形成——4部曲；楔块运动——5阶段。

本书有如下创新点和特色。

0.2.1 创新点

0.2.1.1 提出了楔块的概念

地堑中，正断层组共同的下降盘是正楔块；地垒中，正断层组共同的上升盘是倒楔块。楔块是顶、底面积不相等的楔形断块。

0.2.1.2 建立了以重力—浮力均衡作用为动力的楔块运动模式

重力—浮力是楔块内部的矛盾统一体。楔块底部生成的岩浆层，是引起整体上升的主要动力；楔块顶部不断增加的负荷重力，是引起整体下降的主要动力。当重力大于浮力时，楔块下降；当重力小于浮力时，楔块上升，这就是重力—浮力均衡作用。

没有岩浆产生，楔块没法下沉；没有重力和浮力的差异，楔块不会升降。楔块运动与岩浆活动密切相关。显而易见，楔块运动的重力—浮力均衡模式与板块运动的“地幔对流”模式和断块运动的“剪切—挤压造陆、剪切—拉张造洋”模式是完

全不同的。

0.2.1.3 用楔块运动模式把槽台学说和板块学说有机地联系了起来

0.2.1.3.1 正硬楔运动造洋

正楔块是顶大底小的楔块。硬是相对于围岩的软而言的。当正硬楔楔入时，楔块本身不易变形，稳定陷落；围岩则发生褶皱、断裂和变质作用。楔块顶部有沉积物不断堆积，形成新的负荷重力；楔块底部发生熔融作用，产生新的岩浆。新增加的负荷重力导致楔块重新运动，形成盆地。随着正硬楔的不断运动，在纵向上，能导致海侵，形成地槽；在横向上，能导致大陆漂移。如果正硬楔顶部不断有火山熔岩覆盖，可视为增生的楔块还是硬楔，就能导致海底有长足的扩张。因此，用正硬楔运动模式既能解释地槽的凹陷作用，又能解释海底的扩张作用。

0.2.1.3.2 正软楔运动造陆

软是相对于围岩的硬而言的。当软楔楔入时，楔块本身发生褶皱、增厚、断裂和变质。当正软楔楔入时，楔块顶部有沉积物不断堆积，形成新的负荷重力；楔块底部不断发生熔融作用，产生新的岩浆。新增加的负荷重力导致楔块不断运动，楔块因褶皱而成为山脉、高地，最终导致海退成为陆地。因此，用正软楔运动模式既能解释地槽的回返作用，又能解释板块在大陆边缘的造山运动和地体的形成。

0.2.1.3.3 倒楔顺行依次形成地垒、横弯背斜、火山岛链和洋脊

倒楔是顶小底大的楔块。在岩浆的底辟作用下，倒楔不断上升，称为顺行。在倒楔顺行过程中，倒楔上升能形成地垒；倒楔发生热塑性变形，能形成横弯背斜；倒楔横弯背斜中的岩浆喷出地表，能形成火山岛链；倒楔底部的岩浆大规模熔蚀围岩，从大断裂中流出地表，能形成洋脊。应用倒楔顺行模式既能解释洋脊和岛弧的成因，也能解释在洋脊附近出现老岩层和岛弧附近出现新岩层的现象。

0.2.1.3.4 倒楔逆行导致地台活化

随着沉积物不断增厚，当倒楔顶部的重力负荷作用大于底部岩浆的浮力作用时，能发生下降，称为倒楔逆行。倒楔逆行一般在地槽全面回返后，大量陆源碎屑堆积在山谷中的倒楔顶部发生，因而能导致地台活化。用倒楔逆行模式既能解释地洼的成因，还能解释地台到地洼的转化。

0.2.2 特色

0.2.2.1 层次性

槽台学说是以地壳的整体运动作为研究对象的；板块学说则是以岩石圈的整体运动作为研究对象的。楔块运动中的楔块具有上地壳、地壳和岩石圈三个层次。在花岗岩层底部产生的酸性岩浆层、在玄武岩层底部产生的基性岩浆层和在橄榄岩层底部产生的软流圈分别是上地壳、地壳和岩石圈三个层次楔块的底界。各层次的楔

块运动既有联系，又有区别，构成楔块运动系统。

0.2.2.2 阶段性

槽台学说认为槽台的演化具有旋回性；板块学说有威尔逊的旋回运动。楔块运动的演化具有硬楔运动、软硬楔运动、软楔运动、削高补低运动和倒楔逆行5个运动阶段，构成楔块运动构造旋回。

0.2.2.3 变化性

楔块在运动过程中，顶面积、底面积和体积都在不断发生变化。底部最老的岩层不断被熔融，变成新岩浆；顶部有大量碎屑随河流汇入盆地，形成最新的地层。由于正硬楔是楔形断块，在“楔入”过程中经熔融后形成新的底面积和经沉积后形成新的顶面积要比原来的面积大。楔块在运动过程中，老的硬的岩石在底部不断被熔融、消减；新的软的岩石不断在顶部增生、叠加，硬楔块最终会被软楔块替换；软楔块通过褶皱和变质，能够变硬，形成硬楔块。正因为楔块运动具有变化性，才导致了海陆发生变迁。

0.3 框架与内容

《楔块运动与中国地槽的海陆变迁》一书除导言和后记外，共有五章。包括第一章　大地构造学发展简史；第二章　槽台学说、板块学说的简介与评价；第三章　楔块运动的基本观点及其证据；第四章　楔块运动与槽台学说、板块学说的关系；第五章　楔块运动与中国地槽的海陆变迁。其内容可归纳为四个系统：提出问题系统，包括导论和第一、二章；建立模型和可行性论证系统，包括第三章；楔块运动与具有代表性大地构造理论的关联性系统，包括第四章；应用模式解决问题系统，包括第五章。

0.4 目的与意义

撰写《楔块运动与中国地槽的海陆变迁》的目的是想通过楔块运动模式把长期争论的“固定论”和“活动论”统一起来；是想通过楔块运动模式解释中国地槽的海陆变迁的过程，体现楔块运动观点的应用价值。

撰写《楔块运动与中国地槽海陆变迁》的意义在于通过本书的出版，能够使楔块运动成为地球科学讨论的新热点。通过广大地学者的不断实践，能够发现地壳运

动的新规律；能够合理利用岩石圈，做到人地关系相和谐；能够保障社会经济的可持续发展。

由于作者掌握的地学资料有限，有的地槽区能找到的地质资料也不多，应用楔块运动模式解释中国地槽的海陆变迁过程还很粗略，仅是一个理想的过程，与实际情况难免出现误差，甚至错误。希望本书能起到抛砖引玉的作用，广大地学工作者可运用楔块运动模式，验证自己熟悉地区的海陆变迁过程，在实践中推陈出新，以共同促进地球科学不断向前发展。

1 大地构造学发展简史

1.1 18世纪前的启蒙时代

我国古代祖先对大地构造现象的观察和记载是最早的。《诗经》上就有“高岸为谷、深谷为陵”，这是对发生在周幽王二年（公元前780年）陕西一带大地震所引起的山崩地裂现象的记载。唐代颜真卿著《颜鲁公麻姑仙坛记》中“东海三为桑田”的说法，是对海陆变迁过程的概括。北宋沈括著《梦溪笔谈》和南宋朱熹著《语录》中，都有对地壳升降运动的科学论证和地质构造发展过程的分析。

国外，远在古希腊文化时期（公元前500年），哲学家赛罗芬就注意到了莫尔他岛上高出海面的岩石上有海生贝壳和其他生物的印痕。达·芬奇也对海陆变化作过论述。

1.2 经典大地构造理论的形成

18—19世纪是经典大地构造理论形成的时期。这时期地质学界出现的水成学派与火成学派之争和灾变论与均变论之争，都直接推动了大地构造理论的发展。最初是解释山脉成因的隆起说，继之是分析褶皱山系成因的收缩说，最后是地槽凹陷和后地槽造山带成因的地槽—地台说。

1.2.1 隆起说

隆起说最初由俄国的罗蒙诺索夫提出，由英国的胡顿进一步发展，而后由德国的布赫和瑞士的斯图德尔完善。它在19世纪上半叶的大地构造学中一直占据优势。其主要论点是：地球内部的岩浆上升侵入山体的中央部分，使岩层从中央向边缘倾

斜，并挤压成褶皱和断裂。它的出发点是：垂直运动是基本的，水平运动是派生的。后因它不能解释褶皱带的特点和褶皱并非由岩浆侵入造成等缺陷而被摒弃。

1.2.2 收缩说

收缩说即地球由于冷却而收缩引起地壳侧向水平挤压的假说，是在 1852 年由法国的狄鲍蒙提出的。收缩说认为地球上全部褶皱山的形成，就像干缩的苹果表面褶纹形成一样。后来休斯在收缩说中加进了关于地壳可分成刚性地段和柔性地段的概念，认为地壳结构是不均一的，在地球普遍压缩过程中，刚性地段揉挤和压缩柔性地段形成褶皱山系。收缩说的进一步发展是由海姆和贝特朗完成的。19 世纪下半叶，收缩说在大地构造学中几乎一直占着优势的地位，但因收缩作用的成因及其原动力有疑问而逐渐失去意义。

1.2.3 槽台说及其发展

在收缩说的基础上，美国的霍尔和丹纳创立了地槽理论。地槽理论认为地槽是地壳上的巨大凹陷，是在水平挤压力影响下产生的，凹陷被沉积物补偿充填，而以后的压力就把这些沉积物挤压成褶皱。地槽理论在奥格、阿尔冈、施蒂勒、凯伊、沙茨基、裴伟、西尼村、哈茵和别洛乌索夫等人的著作中得到了进一步的发展和完善。同时，前苏联的卡尔宾斯基、阿尔汉格尔斯基和古勃金等，根据对俄罗斯地台等的研究，使地台理论逐步趋于完善。1900 年，法国 E.奥格在其著作《地槽和大陆块》中，明确地把地槽和地台统一起来，作为地壳上的两个基本构造单元。自此以后，地槽理论和地台理论就作为相互联系的不可分割的完整学说形成和发展起来，称为地槽—地台说，简称槽台说。

由于地台区最突出的特征是具有双层结构，即上层构造是产状平缓的沉积盖层，下层构造是和地槽区一样的由强烈褶皱构成的褶皱基底，两个构造层之间呈明显的角度不整合关系。根据这种现象，有些学者得出地台区是由地槽区转化而来的结论，认为地壳发展的规律是：地壳在发展初期全球都被地槽所占据，这一时期称为地槽期。后来地槽区面积日趋缩小，地台区面积日趋扩大，而目前正处于地槽区转化为地台区的时期，将来终归有一天全世界都转为地台区，那时地壳的活动性将十分微弱，进入其最后的发展阶段。因此这个学说称为“泛地槽说”，也称“地台扩大说”。其代表人物有瑞士的阿尔岗，德国的史蒂勒，前苏联的卡尔宾斯基、阿尔汉格列斯基、沙茨基等。

地槽区转化为地台区之后，地壳是不是还要发展呢？泛地槽说认为地台就是地槽发展的最后归宿。1937 年前苏联的谢音曼发现在中国地台上古生代特别是中生代的地层，厚度大，构造复杂，认为在地台上又有“新地槽”产生了，把这种现象称

为“地台活化”。后来前苏联的裴伟、西尼村等进一步发展了上述见解，认为世界上任何一个地槽区都是在地台区之上发育起来的。1950年，他们系统地论述了其观点，认为在很早（相当于我国所说的前震旦纪）以前，所有大陆是一个统一的硅铝层，称为泛大陆。在这个泛大陆上，有些地方被深大断裂所分割，在其控制下发展成为地槽；另外还有一些地方至今仍然处于稳定状态，即古老地台。这一学说认为在地槽出现之前，全球只有一个连续不断的地台，此说称为泛地台说；该学说认为地壳演化规律是：古地台—地槽—年轻地台，古地台在逐渐缩小，年轻地台在逐渐扩大。

我国地质学家陈国达在总结中外地质资料的基础上提出，中生代中期以来地壳演化进入了新阶段，经受断裂作用和拱曲作用后所形成的狭长形或长圆形的凹地或凸起，其大地构造性质既非地台区，也与地槽区有别，而是一种新型活动区，是大陆地壳的第三构造单元。因它是地台区向活动区转化的产物，故取名为活化区；又因其最主要的特征是区内出现地洼盆地，故称地洼区。陈国达在地洼学说的基础上，又进一步提出地壳的动定转化递进学说，该学说反对泛地台说，又反对泛地槽说。它的主要论点是，地壳构造的发展过程，是（强烈）活动区和（相对）稳定区相互转化、更迭的过程，即动定转化。认为动定之间的转化不是地壳构造单元的简单重复，而是由低级到高级、由简单到复杂的螺旋式上升，是递进的。地壳构造就是按照这种动定转化递进的规律，向前发展。

1.3 大地构造理论的发展

20世纪初期以来，大地构造学说在活动论（即主张地壳以水平运动为主的观点）与固定论（即主张地壳以垂直运动为主的观点）之间展开了激烈的争论。

1900年前后出现的大陆漂移概念，在魏格纳（1912）及其赞同者的著作中发展成为系统的学说。该学说指出现今的大陆是由一个或两个原始超级大陆漂移开来的。支持大陆漂移学说和反对者们之间展开了论战。

20世纪60年代初，赫斯（1960）和迪茨（1961）提出了海底扩张说。到20世纪60年代末，由法国的勒比雄（1968）等进一步发展成为地球表层有少数薄壳状的刚性岩石圈板块在上地幔软流圈上水平运动着的板块构造学说。

板块构造学说是综合许多学科的最新成果而建立起来的关于大地构造的学说，是当代地学的最重要的理论成就，并被认为是地球科学的一次革命。它从大量海洋调查实际材料出发，对大洋壳的新生和代谢过程作了详尽的论证，建立了最近两亿

年来地壳变化的理论模式，从一个侧面丰富了地质学和地球物理学的理论。特别是它以地球整个岩石圈的活动方式为依据，建立了世界范围的地球构造运动模式，所以板块构造学说又称全球构造学说，这是其他以大陆范围内的各种地质现象为依据而建立的各种大地构造学说所无法比拟的。

1.4 中国大地构造研究简介

自 1939 年李四光发表《中国地质学》和 1945 年黄汲清发表《中国主要地质构造单位》以来，中国大地构造研究有了很大发展。

从 20 世纪 50 年代开始，在中国大地构造研究方面成果较显著的有：张文佑运用地质力学分析法和地质历史分析法相结合的方法，逐步创立了断块构造学说，主编出版了《1:400 万中国及邻国边境大地构造图》与说明书——《中国大地构造纲要》（1959）、《1:500 万中国及邻区海陆大地构造图》与说明书——《中国及邻区海陆大地构造概论》（1983）。

黄汲清运用历史构造分析法创立了多旋回构造运动及准地台的理论，主编出版了《1:300 万中国大地构造图》（1960）及说明书——《中国大地构造基本特征》（1962），并指导任纪舜等编制出版了《1:400 万中国大地构造图》（1979）及说明书——《中国大地构造及其演化》（1980）。

运用李四光独创的地质力学的观点和方法，中国地质科学院地质力学研究所主编出版了《1:400 万中国构造体系图》（1976）及说明书——《中国主要构造体系》（1978）。

陈国达采用地质历史分析和构造应力分析相结合的综合分析方法，在地台活化论基础上创立了地洼说及其进一步引申的动定说，并指导国家地震局广州地震大队主编出版了《1:400 万中国大地构造图》及说明书——《中国大地构造概要》（1978）。

张伯声根据中国区域的地壳波浪状构造运动特征创立了波浪状镶嵌构造学说，并指导西北大学地质系中国区域地质构造研究室编制了《1:1000 万中国大地构造图》（1977）及说明书——《中国地壳的波浪状镶嵌构造》（1980）。

马杏垣对中国大陆地壳前寒武纪构造演化进行了系统阐述（1960, 1963, 1979, 1980），强调了重力滑动在构造运动过程中的重要作用（1981）。

20 世纪 70 年代，板块构造学说由尹赞勋首先引入中国。嗣后，李春昱对中国板块构造和亚洲板块构造的发展作了较深入的探讨（1978，1981）；郭令智运用建

造—构造分析法，从板块构造观点对华南大地构造发展有了进一步的研究（1980）；常承法等着重对青藏高原的地质特征及其板块构造的发展规律，特别是板块碰撞缝合线方面作了比较详细的调查研究（1973，1980）；王鸿祯运用历史分析法，从活动论观点探讨了中国地壳构造发展的主要特征（1981，1982）；朱夏等用板块构造理论对中国含油气盆地的形成和演化规律作了综合研究（1980，1981）；徐嘉炜对郯—庐断裂带的大规模平移运动特征作了较详细的研究（1980）。

所有各个学派的学术观点尽管各不相同，但都对中国大地构造研究作出了一定贡献，分别总结出了独特的大地构造理论和学说，有的已受到国内外地质界的重视。

2 槽台学说、板块学说的简介与评价

目前，大地构造学说在固定论和活动论之间的争论还在继续。固定论的重要代表是槽台学说；活动论的重要代表是板块学说。本章就槽台学说和板块学说的主要内容做简单介绍，并给出总体评价，以便能发现问题，探讨解决问题的办法。

2.1 槽台学说的简介与评价

槽台学说自形成后，从 19 世纪末至近代，在大地构造学说中一直占统治地位。它的形成是以大陆壳的地质构造为基础的。固定论又称垂直论，主张大陆自形成以来，其位置不变，从未经过水平运动，所以又称为大陆固定论或大洋永恒论。槽台学说便是固定论的重要代表。槽台学说不断发展，总结出地洼说。认为整个发展旋回包括第一构造层——地槽、第二构造层——地台和第三构造层——地洼。地槽说、地台说和地洼说构成了固定论的理论体系。

2.1.1 地槽区的发展过程与特征

地槽区代表地壳上构造运动强烈活动的地带，垂直运动速度快、幅度大，沉积作用、岩浆作用、构造运动和变质作用都十分强烈。如北美西部的科迪勒拉山脉、南美西部的安第斯山脉、亚欧之间的乌拉尔山脉、横贯欧亚大陆呈东西走向的阿尔卑斯山脉、喜马拉雅山脉，以及我国的天山、秦岭、祁连山等山脉，都是世界著名的地槽区。地槽区呈狭长带状，宽可达数百千米，长可达数千千米。

2.1.1.1 地槽区的发展过程

地槽区的发展可以分为两个大的阶段：第一阶段以下降运动为主，但伴随着次一级的上升运动；第二阶段以上升运动为主，但伴随着次一级的下降运动。

2.1.1.1.1 下降阶段

整个地槽区以下降运动为主，下降速度快、幅度大。但从地槽区横剖面来看，其运动方向、速度和幅度并不均衡。两侧是稳定的地台区，中间是地槽区，但其中有的地方凹陷较深，沉积的厚度较大，称为地向斜；有的地方相对隆起，沉积厚度较小，甚至缺失一部分沉积，称为地背斜。所以说，地槽区是由地向斜和地背斜相间排列组成的狭长地带。

在下降初期阶段，从相邻地台或地背斜剥蚀下来的碎屑物质迅速堆积在地向斜中，并时常伴随有海底火山喷发活动；在下降占优势阶段，海水面积扩大，有些地背斜也被海水覆盖，广泛地沉积了碳酸盐岩。

2.1.1.1.2 上升阶段

整个地槽区以上升运动为主，又称回返阶段。但上升初期阶段一般是从个别最活动的地向斜部分开始，称为局部回返；地向斜上升隆起后称为中央隆起，中央隆起两侧相对凹陷，称为山前凹陷或边缘凹陷。在上升过程中，在狭长空间形成的巨厚岩层不可避免地要遭受挤压，因而产生强烈的褶皱和断裂，同时岩浆乘虚侵入，形成庞大的岩基。这时中央隆起变成新的剥蚀区，而边缘凹陷变成新的沉积区，接受从中央隆起剥蚀下来的碎屑物质。

在上升后期阶段，各个地向斜都上升隆起，连同在边缘凹陷中的碎屑沉积也一起褶皱，这时在两个相邻的中央隆起之间，即相当于原来地背斜的地方，形成新的凹陷区，称为山间凹陷；在地槽区两侧的中央隆起和地台之间所形成的新凹陷区，称为前缘凹陷。这时山间凹陷和前缘凹陷形成新的沉积区，接受正在迅速隆起过程中剥蚀下来的大量粗碎屑物质。在这些凹陷中，有时有一部分海水残留下来，形成泻湖。

最后，地槽区的各个部分先后隆起，这种现象称为普遍回返。这时，岩层强烈褶皱隆起，海水完全退出，地槽区变成了错综复杂的褶皱山脉，称为褶皱带。从地槽区下降，经过回返隆起成为褶皱带，这样一个完整的构造发育过程，称为一个构造旋回。一个构造旋回大约要经历几千万年到一亿多年。

2.1.1.2 地槽区的特征

地槽区表现出以下的各种特征：

2.1.1.2.1 巨厚的沉积建造

沉积建造泛指在地壳发展的某一构造阶段中，于一定的大地构造环境中以及一定的气候条件下所形成的沉积岩的共生组合。在地槽区整个构造旋回的每一特定阶段，必然形成与其沉积环境相适应的沉积建造。

其特点如下：

（1）沉积厚度很大，可达一两万米；但无论是在纵向上还是在横向上，岩性和厚度都有很大变化。

（2）常表现为由陆相到海相，又由海相到陆相的一套完整的沉积系列。

（3）具有明显的节奏和清楚的韵律，即自下而上形成有节奏的沉积顺序：

①旋回开始，先堆积陆相碎屑，后过渡为海相碎屑，总称为下部陆屑建造（陆屑指由陆地供给的碎屑），岩性主要为砂页岩；因旋回开始，海水面积不广，陆上植物丛生，所以在下部陆屑建造中常夹有煤层等可燃有机岩建造。

②随着下降进行，常伴生巨大断裂，因而常导致中基性海底火山喷发活动，形成海底火山岩建造。

③下降占优势阶段，海侵范围扩大，在广阔的浅海里，陆屑成分减少，生物化学沉积增多，形成一套以石灰岩为主的石灰岩建造。

④回返开始，形成新的隆起和凹陷，在凹陷中填充大量来自中央隆起及其他高地的陆缘碎屑，称为上部陆屑建造。

在上部陆屑建造中，经常出现一种主要由砂质层、泥质层交替组成的具有明显韵律的海相陆源碎屑沉积岩层，称为复理石建造（由 Flyschformation 一词音译兼意译而来），这是一种典型的地槽型沉积建造。建造的总厚度很大，可达数千米至万米以上；由粗碎屑到细碎屑相间构成明显的韵律结构，每一韵律厚数厘米到数十厘米，上下两个韵律常被冲刷面分隔；岩性以砂岩、页岩为主，砾岩很少；交错层和波痕罕见，几乎不含化石。在回返初期，由于地槽正处于升降交替的阶段，地壳表现为频繁的振荡运动，因此，形成一套独特的建造。

在回返阶段，中央隆起部分提供了树木繁生的场所，而边缘凹陷又常形成良好的还原环境，因此，常形成可燃有机岩建造，与复理石建造共生或单独出现。其特点是建造（含煤地层）厚度很大，可达数千米；富有韵律，砂页岩夹煤层重复出现，故煤层层数很多；从现在的地貌看，这一类型的煤田常沿山麓呈带状分布。这一阶段是地槽型煤层形成的主要时期。

⑤地槽区回返后期，在山间凹陷中常形成四周被山地阻隔的泻湖，在其中往往形成一套以蒸发盐和化学沉积岩（如岩盐、钾盐、石膏、白云岩等）为主的泻湖建造。

⑥地槽区普遍回返之后，地理环境有了极大变化，山地高耸，受到剧烈剥蚀，因而在山前凹陷、山间凹陷和边缘凹陷中形成一套快速堆积的、以陆相为主的、巨厚的（可达数千米）、以砾岩和砂岩为主的沉积岩层，称为磨拉石建造（由 Molasseformation 一词翻译而来）。这种建造自下而上往往由细碎屑过渡到粗碎屑，分选很差，层理不规则（反映山地急剧上升，剥蚀加剧）、常夹红色岩层（反映气候由海洋性湿润气候转变为大陆性干燥气候），是地槽区发展后期的产物。

总之，地槽区的沉积建造是复杂的，但又是有规律的。上述建造序列只代表一种典型模式，不同地区或不同时代的地槽区，其建造类型和发育程度常互有差异。

2.1.1.2.2 强烈的构造运动

地槽区的构造运动非常强烈，褶皱常表现为挤压十分紧密的线形褶皱，褶皱轴沿地槽走向延伸可达数百千米甚至上千千米，地背斜、地向斜连续，同等发育；从横剖面看，常形成规模很大的复地背斜和复地向斜，在次一级或更次一级褶皱中，横卧、倒转以及等斜褶皱特别发育。

地槽区的断层常有很大的规模，断层线可延伸数十千米到数百千米，大多数为平行地槽走向的纵断层；逆掩断层和叠瓦式构造发育，有时形成较大规模的辗掩构造；垂直褶皱轴也常发育正断层和平推断层；在地槽区发展末期，高山隆起，而前缘凹陷又强烈下降，其间常常产生平行褶皱轴向的巨大正断层。

2.1.1.2.3 频繁的岩浆活动

在地槽发育的全过程中，常伴随着强烈而频繁的、有规律的岩浆活动。地槽旋回开始，经常有以中性、基性为主的海底火山喷发活动，形成一套复杂的火山岩系；接着由喷发活动转为中性、酸性小型侵入和层间侵入活动；地槽回返阶段，岩层强烈褶皱，岩浆往往乘机大规模侵入，形成以酸性花岗岩为主的岩基；同时，岩浆顺着围岩裂隙贯入形成酸性或超酸性的岩墙、岩脉、岩盘等；旋回结束，地槽隆起形成褶皱带，由于断裂发育，地下岩浆沿断裂喷出地表，再度转为强烈的火山喷发活动。在整个岩浆活动过程中，岩性有由基性向酸性发展的明显趋势。这种与一定构造阶段相伴随的一系列岩浆活动的有规律的总和，称为岩浆旋回。

2.1.1.2.4 显著的区域变质作用

地槽区是地壳上构造运动和岩浆活动最强烈的地带。剧烈的构造运动会引起动力变质作用；大规模的岩浆活动会引起接触变质作用；地槽区强烈的凹陷会引起广泛的区域变质作用。故地槽区所形成的褶皱带，常常是显著的区域变质带。区域变质是地槽发展过程中各种因素综合作用的结果。

2.1.1.2.5 丰富多样的矿产资源

地槽区发育的长期性、复杂性和环境多变性，决定了在这一地带矿床成因类型和矿产种类的多样性。在地槽区的不同发展阶段，可以形成沉积矿床、可燃有机岩矿床、岩浆矿床、接触交代矿床及区域变质矿床等；在矿产种类方面可以形成各种金属矿产、能源矿产和非金属矿产。因此，地槽区常常是各种矿产资源聚集的宝库。

1967 年，松本在研究了环太平洋造山体系之后，绘制了地槽体系的另外两种类型的构造剖面，如图 2-1（b）、（c）。他认为环太平洋活动带的构架曾随时间发展而改变，从古生代的经典例子（图 2-1（a））经过中生代的安第斯型（图 2-1（b））

演变成新生代的岛弧型（图 2–1（c））。

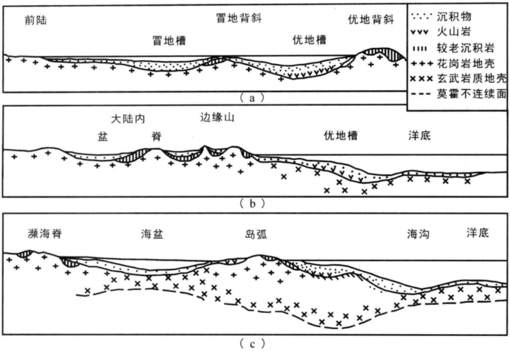


图 2–1　地槽体系构架

2.1.1.3　地槽形成的机制

目前关于地槽深凹陷形成的机制，有如下不同的看法。

（1）地槽的发展是一个自发的过程，堆积的沉积物的重量使地壳有足够的负荷，导致产生连续的下沉。

（2）岩浆从深部移向两侧和喷出地表造成地壳沉降。

（3）地幔对流作用引起地壳下沉。

（4）岩石圈板块俯冲，在地表形成深海沟。

（5）按照相转换假说，深处的冷却会使辉长岩转变为榴辉岩，从而使地壳深部岩石收缩，在地表造成凹陷。

（6）位于橄榄岩层之上的辉长岩，有一层变成较致密的榴辉岩而趋向下沉，同时牵引一段地壳向下，在地表形成凹陷。

（7）深断裂作用控制地槽深凹陷的形成及其发展。在我国各地槽褶皱带中，深断裂的控制作用特别明显。

综上所述，关于地槽凹陷的形成机制，还没有一个统一的认识，是存在争议的问题。

2.1.2 地台区的发展过程与特征

地台区代表地壳上构造活动微弱、相对稳定的地区，垂直运动速度缓慢、幅度小，沉积作用广泛而较均一，岩浆作用、构造运动和变质作用也都比较微弱。地台区的外形呈近似圆形，直径可达数千千米，是地壳大地构造中相对稳定的构造单元。在文献中有“克拉通”（Craton）一词，意义大致与此相当。

2.1.2.1 地台区的发展过程

按照槽台说的观点，地槽区旋回结束变成褶皱带，便由相对活动向相对稳定发展，最终形成地台区，也就是说地台区是地槽区发展演变的产物。

地台区虽然是稳定的，但并非静止不动，在其范围内也不时进行着升降运动，其特点是相对于地槽区来说，速度慢、幅度小，横向差异性也不很明显。地台区升降总幅度一般只相当于地槽区的十分之一，但在个别地段也可以有很大的升降幅度，甚至超过地槽区的个别地段。

由于地台上有升降运动，上升部分可以变成陆地；下降部分可以导致海侵形成地台浅海，或者形成内陆凹陷。这样，在地台浅海或内陆凹陷中沉积的岩层称盖层。因此，地台的结构可以分为两个基本构造层：下层称地台的褶皱基底；上层称地台的盖层；上下层被一个不整合面分开。褶皱基底是在该地区形成地台以前的地槽阶段的产物，岩层褶皱复杂，变质强烈，主要由结晶变质岩组成；地台的盖层是褶皱基底形成以后，在侵蚀面上堆积的新岩层，层次清楚，构造运动也比较和缓。但在地台区长期处于上升的部分，则只有褶皱基底一层结构。

根据地台基底的形成时期，可以将地台分为古地台和年轻地台。如果基底褶皱时代在寒武纪以前，这种地台便称为古地台，如华北地台、塔里木地台等；如果基底褶皱时代在寒武纪以后，这种地台便称为年轻地台。一般古生代以后的地槽旋回结束转变成褶皱带，多数还处于山岳状态，故很少用年轻地台这个名词。一般所说的地台主要是指古地台。

根据地台区上有无盖层及盖层厚度大小等，可以划分出次一级的构造单元。

2.1.2.1.1 地盾

地盾又称台盾，是指地台区中有大面积基底岩石出露的地区。地盾是从古生代以来趋向上升的构造单元，长期稳定隆起，遭受剥蚀，没有盖层（即只有一层结构），或只在局部凹陷中有薄的盖层；它通常具有平缓的凸面，且被有盖层的地台所环绕。世界上著名的地盾有加拿大地盾、波罗的海地盾等，我国华北地台上有胶辽地盾、淮阳地盾等。

2.1.2.1.2　台向斜

台向斜是地台区长期趋向下降的次一级构造单元，面积广阔，直径有数百千米至上千千米，上面覆有沉积盖层，具有双层结构。沉积盖层产状平缓，凹陷中心沉积较厚，而趋向边缘则逐渐变薄，并有较老岩层出露。如我国四川台向斜、陕北—鄂尔多斯台向斜等。

2.1.2.1.3　台背斜

台背斜是地台区中与台向斜相对应的长期趋向隆起的次一级构造单元，面积相当广阔，沉积盖层由边缘向中心逐渐变薄，中心部分有较老岩层出露，甚至有基底出露，沉积建造中常有缺失或间断。如华北地台上的山西台背斜。

2.1.2.1.4　沉降带

沉降带又称台褶带，是地台区长期下沉的最活动的地带，多呈狭长带状，凹陷较深，地层发育完全，构造变动比较强烈，有时还伴有海底火山喷发活动以及花岗岩侵入活动。这是中国地台上特有的构造单元，也有人称之为准地槽、台槽等。华北地台上的燕辽沉降带是一个典型例子。沉降带一般位于地台区的边缘地带，其形成可能与深断裂的控制有关。

地台次一级构造单元特征如图 2–2 所示。

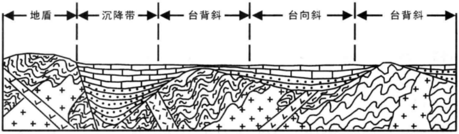


图 2–2　地台次一级构造单元特征示意图

2.1.2.2　地台区的特征

地台区是地壳发展的阶段性产物，在沉积建造、构造等方面具有如下特征：

2.1.2.2.1　厚度较小的沉积建造

与地台区的升降运动相对应，其沉积建造具有如下特点：

(1) 沉积厚度（即盖层厚度）较小，一般只有几十米至几百米，有时可达一两千米，但有例外。

(2) 沉积范围较广，岩性、岩相比较稳定，横向变化不太显著。

(3) 具有一定的沉积韵律，一般表现为每一旋回开始为陆缘碎屑建造，而后是石灰岩建造，最后又是陆缘碎屑建造。在正常情况下，自下而上建造序列如下：

①地台下降开始，海水侵入，形成地台浅海。由于地台基底经过长期风化剥

蚀，地势逐渐低平，特别是在湿润气候条件下，可溶物质大多淋失，而往往残余下来黏土、铝土、铁矿一类物质，在侵蚀面上形成铝土或铁质岩建造；如果当时植物丛生，堆积泥沙和植物遗体，可形成砂页岩夹煤层的可燃有机岩建造，若还原性条件好，还可形成油页岩或石油。有时候，在海侵开始时，形成石英砂岩建造，由于地台稳定，风化作用彻底，所以矿物成分单纯，砂粒均匀，磨圆度和分选性好，同时波痕和交错层特别发育。

②地台继续下降，海侵范围扩大，陆屑物质减少，而石灰岩等碳酸盐成分增加，形成石灰岩建造。成分纯净，化石丰富，如华北奥陶系石灰岩是这类建造的代表。

③地台回升，海水后退，陆地面积扩大，往往形成陆相碎屑建造（如砂岩、页岩），有时含有盐及石膏等蒸发盐。但这一阶段的沉积物往往缺失或保存不全。

2.1.2.2.2　不太强烈的构造运动

在典型的地台区，褶皱运动比较和缓，多发育平缓开阔、不甚连续的褶皱构造，如短背斜、短向斜、穹隆、构造盆地等。断裂构造一般以正断层为主，还常常形成阶状断层、地堑、地垒等构造。由于地台一般属于刚性地块，断裂构造比较发育。

2.1.2.2.3　微弱的岩浆活动

在典型的地台区盖层中，火成岩比较少见，或以小型侵入和裂隙喷发为主。如形成岩株、岩盘、岩床、岩墙之类，以及大规模的玄武岩喷发活动。

这里所说的岩浆活动是指在地台盖层沉积过程中或形成以后的岩浆活动，不包括基底中的岩浆活动，因为那是在形成地台以前的地槽阶段的产物。

2.1.2.2.4　不太显著的变质作用

由于地台区构造运动和岩浆活动都比较微弱，升降幅度也比较小，所以盖层的变质现象不太显著或不普遍，很少有区域变质现象。

2.1.2.2.5　丰富的沉积矿产

地台区环境稳定，有彻底的风化、剥蚀条件和广阔平静的沉积环境，因此沉积矿产比较丰富，常形成沉积铁矿、锰矿、铝土、黏土、煤、油页岩、石油、盐、石膏等矿产。特别是在地台上常形成穹隆、短背斜等构造，为石油的聚集提供了很好的条件。在典型的地台区，因岩浆活动微弱，少有各种内生矿床。但在地台基底（前寒武系各种变质岩）部分，经常蕴藏着地台形成以前所形成的各种矿产，如全球60%~70%的铁矿，以及金、铜、镍、铀等金属矿产。

2.1.3　地洼区的发展过程与特征

地洼区是地台（包括有的地槽）地壳演化的新阶段，是经受断裂作用和拱曲作

用后所形成的狭长形或长圆形的凹地或凸起，其大地构造性质既非地台区，也与地槽区有别，而是一种新型活动区，被认为是大陆地壳的第三构造单元。

2.1.3.1 地洼区的发展过程

当地壳运动增强到使地台区解体，失去大面积整体上升和下降的特点，并转化为断块差异升降运动时，大地构造性质由相对稳定转为强烈活动，即地壳的发展转入了地洼区阶段。地洼学说根据活动强度和主要特征两个方面把地洼区的发展过程分别分为若干个阶段。

2.1.3.1.1 根据活动强度划分的发展阶段

根据地洼区发展过程中活动强度的变化，可以分为早、中、晚三个小的发展阶段，分别称为初动期（早期）、剧烈期（中期）和余动期（晚期）（图 2–3）。

2.1.3.1.1.1 初动期

地洼区的初动期是刚从地台区转化而来的，导致地壳膨胀的热能刚开始增强，地壳活动强度不太大，后来才逐渐增强，致使构造和地貌反差逐渐变大。地壳在总的不断的隆起的背景下，发生拱曲、褶皱和断裂。隆起的速度和幅度相对较大的部分形成地穹。

介于相邻两个地穹之间，隆起的速度和幅度相对较小的部分显示相对凹陷或陷落，形成地洼。在此期内，地穹隆起的幅度比较小，宽度比较大，故地洼盆地比较稀疏、面积比较小。随着地壳总的隆起，山区地貌逐渐显著，侵蚀作用逐步加强。从地穹隆起部分侵蚀下来的碎屑物质，在地洼盆地形成地洼沉积。它多数为陆相，少数局部地区可为海相。

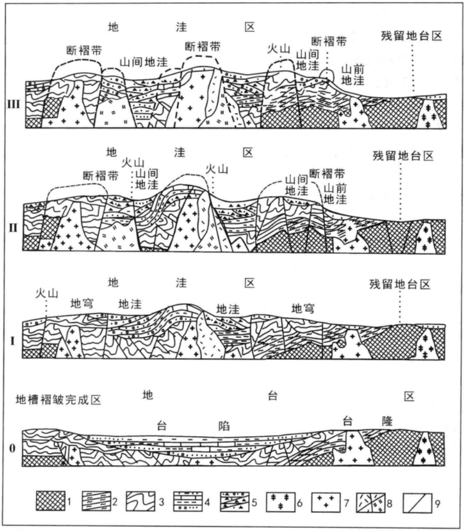
在东亚一带常可见到含煤建造的沉积，如江西中生代的安源煤系。有些地区开始有火山和岩浆侵入活动，形成酸性或中酸性的火山碎屑岩建造、火山熔岩和岩浆侵入体，及有关的矿产。

2.1.3.1.1.2 剧烈期

地洼区的剧烈期是地洼区发展过程中，地壳活动最剧烈的时期。当地洼区进入剧烈期的初期时，地壳不均一的膨胀进一步加强，在水平和垂直方向上的差速运动进一步明显化，形成越来越大的构造和地貌反差。断裂活动的不断加强，使大的地穹破裂成较小的地穹，地洼盆地逐渐增多而且加密，原有地洼盆地的范围也比以前扩展。

地洼区发展到剧烈期的晚期，地壳膨胀达到极致，构造隆起达到顶点，致使新形成的和以前形成的地洼沉积，连同地洼盆地基底（地台、地槽和前地槽构造层）一起发生构造变动，构成构造和地貌反差强度更大的地穹隆起，山区地貌特征十分显著。这时的地穹隆起称为断褶带，介于两个断褶带之间新形成的地洼称为山间地

洼。在地洼剧烈期的晚期，地洼区中出现炎热、半干燥性气候，隆起区遭受强烈侵蚀，地洼区迅速接受沉积，形成一套分选性差、稳定性小的红色碎屑岩建造。地穹隆起区的断裂更加发育，特别是在隆起与凹陷的接壤地带常发生深断裂，导致大量岩浆侵入和火山喷溢，形成花岗岩侵入体、火山熔岩、火山碎屑岩建造。在此时期，地壳膨胀达到极致，产生的水平挤压力最强，常出现逆断层甚至逆掩断层，并在断裂带附近产生动力变质带，有时还会产生局部性的高度变质。在剧烈期晚期出现的这些特征，表明地洼区的活动达到了最强烈的程度。



0. 作为地洼区建立基础的地台区和地槽褶皱完成区　I. 地洼初动期　II. 地洼剧烈期<极动期）III. 地洼余动期　1. 地盆构造层　2. 地原构造层　3. 地槽构造层　4. 地台构造层　5. 地洼构造层　6. 地盆型岩浆建造　7. 地槽型岩浆建造　8. 地洼型岩浆建造　9. 断层

图 2–3　中国东部地洼区发展过程示意图

2.1.3.1.1.3　余动期

随着地壳热能大规模散发，膨胀速度越来越小，最后由膨胀转为相对收缩。地壳运动逐渐减弱，转为在总的回降的背景下，以水平拉张运动和差异升降运动为主。标志地洼区的发展转入了晚期，即余动期。

在此时期，地洼盆地很发育，有新生的、继承初动期和剧烈期的地洼。它们往往都不是整体匀速地下沉，在同一地洼的不同部位的下沉速度往往有快有慢，产生倾侧（掀斜）运动，致使沉积中心发生迁移。尤其是余动期形成的特别宽广的地洼中，沉积中心迁移现象最为明显。

地貌反差强度的变化，一般均落后于地壳运动的变化。故当地洼区的发展进入余动期后，剧烈期造成的强地貌反差并不立即消失。往往在余动期开始的一段时期内，隆起和凹陷的相对高差仍然很大，地洼盆地中的气候条件仍然属于炎热和半干燥性，致使在余动期的早期，仍可沉积分选性差、稳定性小的红色碎屑建造。

随着地洼区进一步发展，在余动期的中晚期，地壳运动越来越弱，地貌反差越来越小，沉积物的颗粒越来越细，湖相沉积越来越发育，常形成暗色泥岩—膏盐建造、泥岩建造、泥岩—碳酸盐岩建造、泥岩—粉砂岩建造等。这些建造的生油地球化学指标较好，故常为生油建造类型。有些地区可以形成含煤建造。

地壳运动往往呈波浪状发展，在地洼区的余动期内有时也会出现较强的地壳运动，又可出现红色粗碎屑岩建造类型。有些地区，由于地壳收缩，地面沉降幅度较大，导致多个地洼盆地连成一片，形成广阔的沉积盆地或沉积平原，如华北地洼区的东南部分。

尽管地洼区的余动期内地壳运动相对较弱，但比地台阶段要强得多，故仍可形成活动区的构造。其中，以张性断裂为主，兼有一些褶皱。此外，还可促使初动期、剧烈期形成的断裂进一步发展，致使一些断裂切入玄武岩石圈或上地幔。故在余动期内，还有一定强度的岩浆活动，除少量酸性、中酸性岩浆活动以外，主要是基性、超基性岩浆的侵入和喷出。

2.1.3.1.2　根据主要特征划分的发展阶段

从地洼区主要特征的变化，可把地洼区分为地洼期、地洼断褶带期前后两个阶段。

2.1.3.1.2.1　地洼期

从地洼区的初动期开始到剧烈期的早期，全区以总的隆起占优势，隆起的速度和幅度越来越大，形成的地穹隆起带和地洼陷落带在构造和地貌上的反差现象也越来越明显，褶皱、拱曲、断裂也越来越强烈，有些地区的岩浆活动也越来越活跃。总之，在这个时期内，地洼区发展的主要特征是形成地洼和接受前半期的地洼沉积，故称为地洼期。

2.1.3.1.2.2 地洼断褶带期

地洼断褶带期相当于地洼区的剧烈期晚期和余动期。

从地洼期末开始出现强烈的构造变动和岩浆活动，使构造和地貌反差达到最显著，并逐渐出现了许多新的山脉和介于其间的盆地，分别称为断褶带和山间地洼。由于岩浆的大量侵入和喷发，该处地壳下面空虚；又由于热能的大量消减，该处地壳物质温度降低、密度增大、体积缩小。故全区逐步转入总的回降占优势，构造变动以断裂继续发展为主，褶皱和岩浆活动显著减弱。由于这个时期的主要特征是形成断褶带和山间地洼，故称为地洼断褶带期。

2.1.3.2 地洼区的特征

地洼区的特征主要表现在结构、沉积建造、构造变动、岩浆活动、变质作用、地球物理特征等多个方面。

2.1.3.2.1 结构方面

地洼区的代表性构造层是地洼构造层。由于地洼区一般是由地台转化而来的，少数也可以由地槽区直接转化而来，故地洼区呈三层结构或双层结构。

由地台区转化而来的地洼区，往往可以出现自下而上的前地槽构造层（结晶基度)、地槽构造层、地台构造层和地洼构造层。除掉前地槽构造层不计入以外，构成了三层结构：

Ⅲ 地洼构造层

Ⅱ 地台构造层

Ⅰ 地槽构造层

X 结晶基底（前地槽构造层）

由地槽区直接转化而来的地洼区，只会出现自下而上的前地槽构造层（结晶基底)、地槽构造层、地洼构造层。除掉前地槽构造层不计入以外，构成了双层结构：

Ⅲ 地洼构造层

Ⅰ 地槽构造层

X 结晶基底（前地槽构造层）

地洼构造层，是由地洼型沉积建造和地洼型喷出岩建造组成的。它可覆盖在地台构造层之上，也可以超覆在地槽构造层、前地槽构造层之上，通常呈带状小片地散布在地洼区内，在地穹隆起或断褶山脉部分大多缺失。

2.1.3.2.2 沉积建造方面

地洼学说承认大地构造和沉积建造具有因果关系，大地构造控制沉积建造，沉积建造反映大地构造，不同大地构造单元必然形成不同的沉积建造。

地洼学说认为，地洼型沉积建造是随着地洼盆地的形成，以及邻侧地穹（包括

断褶带）的隆起和被侵蚀而产生的。它在分布特点、岩性和岩石种类、岩石的分选性、岩相和化石相、沉积的韵律、沉积的稳定性、建造类型等方面，都与地台型或地槽型的沉积建造有明显的区别。

2.1.3.2.2.1　分布特点

地洼型沉积建造的分布是受地洼盆地范围及分布情况控制的，呈小面积的条带状、椭圆状、等轴状分布，往往有系统、有方向、成群成列地散布在地洼区内各个部分。例如，中国东部中生代、新生代地洼区，单个地洼盆地的沉积物展布面积，大的不过数千平方千米，小的仅有数十平方千米，有些可能是由较大的地洼盆地经过构造变动和侵蚀作用后的残留部分。

2.1.3.2.2.2　岩性和岩石种类

地洼区的沉积，以陆相碎屑岩类为主，有时也有淡水灰岩等化学岩，海相沉积较为少见。一般地说，杂砾岩、角砾岩、砾岩、砾状砂岩、粗砂岩等很常见，成分复杂，多为原地生成。在地洼区发展初期和末期的地洼沉积，所见粗粒岩层尤为繁多。

2.1.3.2.2.3　岩石的分选性

地洼型沉积的分选性，比地台型沉积要差得多，与地槽型沉积相比也显得较差。在地洼区发展的初期，常见砂岩、砾岩沉积，成分往往随地而异，砂、砾混杂，碎屑颗粒的棱角显著。有些地段碎屑磨圆度较好，但其成分甚杂，大小相差悬殊。

剧烈期形成的沉积物，由粗变细的沉积旋回性很好。每个旋回的下部，多为山麓河流相、洪积相和浊积相的角砾岩、砾岩等。砾石大小混杂，分布不均，常有成堆分布的现象，物质成分随地而异，砾石多为棱角状、尖棱状。每个旋回的上部，多为山间河流相沉积、滨湖相沉积和浅湖相沉积，由粗、中、细、粉各种砂岩组成，分选性较差或中等，粒度分布不集中，物质成分比较复杂，长石、云母甚多，常称“花岗质砂岩”，有时岩屑增多而成硬砂岩。

余动期形成的沉积物，分选性比剧烈期显得好一些，但在余动期初期形成的砂砾岩的分选性仍然很差。

2.1.3.2.2.4　岩相和化石相

地洼型沉积的沉积相，以陆相沉积为主，尤其是剧烈期更为典型。在初动期和余动期，靠近海洋的地区常夹有海相沉积，有时甚至以海相为主。

陆相沉积又以水成沉积为主，包括山麓相、山麓河流相、山间河流相、湖泊相、沼泽相，另外还有坡积相、洪积相、滑坡堆积相等。在陆相沉积中，常产植物化石，尤其是在含煤沉积中植物化石最为丰富。

所夹海相沉积，多为浅海相、滨海相。常含瓣鳃和菊石等海相动物化石。

2.1.3.2.2.5 沉积的韵律

除少数地洼盆地具有海相沉积以外，主要属于陆相淡水型韵律。由于地壳运动频繁、明显，因而沉积韵律分级显著，大小各级韵律都很发育，不连续的韵律占绝对优势。每个韵律延续的时间较短，但厚度较大，水平方向变化也十分明显和急剧。

从一级韵律来看，如果发育得比较完整，一般在下部发育含煤岩层，代表地洼区。发展的初动期上部为红色岩层及含煤、油页岩岩层，有时夹有玄武岩，代表地洼区发展的余动期下中部是夹酸性中性。碱性火山碎屑岩和熔岩的红色沉积岩层，内部次级韵律特别发育，常形成一套地洼型的陆相复理石韵律，代表地洼区发展的剧烈期。

地洼型陆相复理石韵律与地槽型海相复理石韵律是不相同的。前者的特点是陆相沉积单个韵律的厚度常为几米至几十米，韵律中夹有陆相火山岩，间断时间比沉积时间长得多。

从次级韵律来看，每个韵律的底部往往都是由粗碎屑沉积开始，向上逐渐被细碎屑沉积代替；两个韵律之间，即于粗碎屑沉积之下，大都存在侵蚀面，形成间断，单个韵律的厚度一般较大，大都在 1 米以上。

2.1.3.2.2.6 沉积的稳定性

地洼沉积在岩性和岩相上的特点，一般是变化大而急剧，尤其陆相粗碎屑沉积最为明显。其砾石种类常因地而异，大小、圆度的横向变化也很急剧。常可见到一层很厚的山麓相砾岩，在距离不远处便变为山间河流相的砾状砂岩或粗砂岩。这种不稳定性，在横剖面和走向剖面上变化都很急剧。彼此隔离的地洼区，由于构造和地貌的强烈分异，各自具有自己的地质和地貌环境，以及不同的形成过程，沉积岩层的岩性和岩相的差异更为显著，不易逐层对比。地洼区的沉积物，总厚度往往很大，通常在 1 000 米以上，有时甚至达 10 000 米以上，但变化很大。

地洼盆地的沉积基底深度很小，与地洼盆地沉积厚度很不相称。如广东河源山间地洼，下第三系丹霞群的厚度达 4 000 余米，可是盆地基底深度一般只有 500 米，最深处也不过是 1 000 米左右。究其原因，可能是由于地洼盆地两侧下降速度不均匀，盆地中心向一方迁移，地洼沉积以“斜叠式”向地洼盆地的一侧逐层增长，因而常出现基底下沉不深而沉积巨厚的现象。

2.1.3.2.2.7 建造类型

除少数地洼盆地在初动期或余动期可以形成海相夹层以外，绝大多数地洼型沉积为陆相沉积，并且大部分是类似地槽型沉积的磨拉石建造，故称为类磨拉石建造或华式建造。就我国现在已知的地洼型类磨拉石建造，可以进一步划分为以下若干种亚建造。

（1）萍乡式（亚）建造

萍乡式（亚）建造以江西萍乡的晚三叠世安源组为代表。它属于含煤建造，多见于地洼区发展的初动期。我国东部各个地洼区初动期形成的含煤建造都为这种亚型。

（2）建德式（亚）建造

建德式（亚）建造以浙江的晚侏罗世建德群为代表。它属含火山物质的红色岩建造，多见于地洼区发展的剧烈期。我国东部各个地洼区剧烈期形成的含火山物质的红色岩建造都为这种亚型。

（3）南雄式（亚）建造

南雄式（亚）建造以广东的晚白垩世南雄群为代表。它属少含或不含火山物质的红色岩建造，多见于地洼区的剧烈期。我国东部各个地洼区剧烈期形成的少含或不含火山物质的红色岩建造都为这种亚型。

（4）丹霞式（亚）建造

丹霞式（亚）建造以广东的早第三纪丹霞群为代表。它属红色岩建造，下部粗碎屑成分特别发育，多见于地洼区发展的余动期。我国东部各个地洼区余动期形成的红色岩建造都为这种亚型。

2.1.3.2.3　构造变动方面

由于三大基本大地构造单元区的地壳运动的性质、强度各不相同，因而造成区内构造变动，包括地层间的接触关系、褶皱的类型、断裂的特征等都不相同。

地洼区的构造特征是：

2.1.3.2.3.1　地层间的接触关系

地洼构造层与下伏的地槽、地台构造层，一般都成不整合接触或假整合接触，个别情况成整合接触。由于地洼区全部发展过程中的地壳运动一直比较剧烈，故在地洼构造层内部可以频繁地出现不整合和假整合接触。

2.1.3.2.3.2　褶皱的类型

地洼阶段形成的褶皱以宽展型最为常见，有时也有紧闭型。中国东部分布最广泛的宽展型褶皱是拱状褶皱，也有箱状、隔槽式、隔挡式等褶皱，有时可见倒转褶皱。常伴随褶皱产生逆掩断层，有时多个成排的逆掩断层构成叠瓦状构造。地洼区内的褶皱，在平面图上通常表现为短轴褶皱，有时也成长线状褶皱。地洼阶段形成的褶皱，往往同时影响到地洼区的各个构造层，但主要是地洼构造层及其下伏的地台构造层；至于地台基底构造层，因大多数已在以前受过强烈的褶皱而固结硬化，反应较小，以断裂为主。

2.1.3.2.3.3　断裂的特点

最突出的特点是块状断裂，成列出现，构成大的断裂带。常常由于几组断裂互

相交错，地壳被切成块段，形成地堑、地垒；或与拱曲伴生，构成半地堑、半地垒。断层的性质，有正断层和逆断层，两者同等发育。其中有些属深断裂，有些深断裂早在以前就已发生，并且一直在活动着。地洼阶段的断裂，可以使地洼区的各个构造层都受到影响，早经固结硬化的基底构造层反应最强烈。

具有上述构造变动特征的地洼区构造，统称为地洼型构造。地洼区的各个构造层，特别是地洼构造层和地台构造层，由于经受了这种构造变动，便形成地洼区的断褶带。在地貌上出现断褶带山脉，在相对低洼的地区形成地洼盆地。在地洼区有时可出露大面积的地槽褶皱带，构成高大的地槽褶皱带山脉。

2.1.3.2.4　岩浆活动方面

在地洼阶段发展过程中，岩浆活动的强烈程度，一般在剧烈期最高，初动期次之，余动期最弱。活动的方式，以侵入活动较为多见，部分地区也有喷出活动。岩浆活动往往是多期性地频繁出现，相应地形成以金属矿为主的内生矿床。

就其形成的岩浆岩性质而言，可分为东亚式和冰岛式两种类型。

2.1.3.2.4.1　东亚式地洼型岩浆建造

东亚式地洼型岩浆建造，以中国东部、朝鲜、蒙古、西伯利亚东部及南部，以及东亚其他地方所见的为代表。这些地区的地洼型岩浆建造十分复杂，主要为酸性岩和中性岩，也有基性岩和碱性岩。既有侵入岩，大部分地区也有火山岩。侵入岩以花岗岩类最为常见，也有正长岩、闪长岩、辉长岩等。喷出岩以流纹岩、凝灰岩、集块凝灰岩、集块岩等最多，也有粗面岩、安山岩、玄武岩等。这些喷出岩，常和地洼区的沉积物掺杂在一起，形成凝灰质砂岩、凝灰质页岩、凝灰质角砾岩等，或构成间层，尤其在地洼区剧烈期的沉积中最为显著，有时一个火山产物间层的厚度可达 1 000 米以上。如河北省东部的地洼沉积中所夹的白垩纪大岳山群，几乎全部由火山岩组成，厚达 3 500 米。

该类型的岩浆建造，还见于北美西部落基山、非洲东部大裂谷等处的地洼区。

2.1.3.2.4.2　冰岛式地洼型岩浆建造

冰岛式地洼型岩浆建造，以大西洋北部和两岸，包括冰岛、格陵兰、大不列颠、斯堪的纳维亚等处所见的为代表。尤以冰岛最为发育，玄武岩层厚达 4 000 米。岩石种类比较简单，侵入岩主要为辉绿岩、粗玄岩，喷出岩主要为橄榄玄武岩和玄武岩。

该类型的岩浆建造，还见于顿涅茨、中亚、中西伯利亚、南美、南非、印度等处。

2.1.3.2.5　变质作用方面

关于变质建造类型的划分，地洼学说认为，可分为动力变质建造、接触变质建造、汽化—水热变质建造、区域变质建造、混合岩化变质建造和复合变质建造等。

地洼区是一种活动区，构造运动和岩浆活动相当剧烈。另外，地洼阶段是在前地槽阶段、地槽阶段、地台阶段之后发生的大地构造阶段，变质作用不仅影响到地洼构造层，而且还可影响到前地洼阶段的各个构造层。故地洼阶段所形成的变质建造类型较多，分述如下：

2.1.3.2.5.1　动力变质建造

动力变质建造是地洼型变质建造的重要类型之一，产于规模较大的地洼型断裂带中。这些断裂带规模较大，发育历史较久，产生的动力变质作用可以影响到各个较老的构造层，如郯—庐断裂带、云南哀牢山—红河断裂带等是很典型的例子。

总之，地洼阶段的动力变质带，与地槽阶段相比，显得更为复杂，表明地洼阶段的地壳运动很强烈。

2.1.3.2.5.2　接触变质建造

地洼区的接触变质建造也是十分发育的，主要发生在地洼阶段的中酸性和酸性岩浆侵入体附近，围绕着岩浆侵入体成环状变质圈。例如，北京房山花岗闪长岩侵入体，是在该区地洼剧烈期的后期（K_2），由中酸性岩浆侵入古生界形成的，在其边缘发育了比较典型的接触变质圈。

2.1.3.2.5.3　汽化—水热变质建造

地洼阶段的汽化—水热变质建造，除接触交代作用产生的硅卡岩建造外，地洼区的新构造运动也十分明显，地貌反差强度也大，尤其是目前仍处于剧烈期，或在余动期有较强活动的地洼区，表现得更为显著。

2.1.3.2.6　地球物理特征方面

不同类型的大地构造区，地幔和地壳结构、地层和岩石、地壳变动方式和强度，以及各种地质体的展布往往都不相同，因而表现出各种地球物理特征，如大地热流值、重力异常值、磁力异常值等都有明显的差别。

2.1.3.2.6.1　大地热流值

地洼区的大地热流值，在其发展的早期、中期、晚期各不相同，以剧烈期最高，余动期较低。此外，地洼区的大地热流还具有变化快和呈等轴状、短轴状、短带状分布的特点。我国华北地洼区大地热流分布特点与其上地幔的隆起有关，上地幔的形态与地温等值线图像同样显示出短轴状、短带状的特点。据黄怀勇的研究，我国西部地洼区在平均 28 km 深度的部位，普遍存在着一个低速层，平均速度为 5.73 km/s，是温度状态高于东部地洼区的表现，并认为西部地洼区在地壳中部聚集有巨大的热能，致使介质还处在部分熔融状态。这些事实说明，（可能与中国东、西部的地洼发展阶段不同有关）西部正处于剧烈期，东部已进入余动期。

2.1.3.2.6.2　重力异常值

地洼区的重力异常值多为负值，一般为-200 至-400 mgl（毫伽）。剧烈期最低，

如我国西部地洼区的西藏地区，重力异常值低达-550 mgl。变化梯度大，在不远的距离内变化很快，如东北地洼区大兴安岭地区，在 220 km 距离内，重力异常值从-20 mgl 变至-100 mgl，与邻近松辽地台区的平缓变化形成了鲜明的对照。方向性明显，呈短带状或带状分布，如东北地洼区或东南地洼区的重力异常等值线的分布方向与构造线方向近于一致，多呈北北东或北东向。

地洼区的重力异常值偏低，与其大地热流值偏高有密切关系。在地洼区的初动期大地热流值逐渐升高，在剧烈期大地热流值达到高峰，在余动期大地热流值又逐渐相对降低。伴随地洼区发展的各个阶段，重力异常值也相应地变化，大地热流值越高，重力异常值越低。因为大地热流值升高时，地壳受热膨胀，密度减小，重力异常值必然降低。

2.1.3.2.6.3 磁力异常值

就大地构造来说，磁力异常主要反映地壳中岩浆的来源、活动的强度和方式，以及分布受一定构造的控制。故磁力异常值的大小和分布形态反映了不同的大地构造区的特征，是鉴别不同大地构造单元性质的重要标志之一。不过，它较为复杂，形式多样。

地洼区具有多套磁力异常，在低缓异常背景上叠加有变化剧烈的磁力异常。低缓异常背景磁力异常多为面状分布，变化剧烈的磁力异常多呈线状、串珠状分布。在数值上，前者为 300~400 γ（伽玛），后者在 500~600 γ 或 600 γ 以上。如我国华北地洼区，就属这种类型。

在缺乏岩浆活动的地洼区，磁力异常是由地槽构造层产生的，呈线状分布，也有在结晶基底（前地槽构造层）产生的，呈面状分布。在数值上，前者一般为 300 γ，后者在 100 γ 左右。如我国北疆地洼区，就属这种类型。

2.1.4 总体评价

槽台学说是 19 世纪中叶至 20 世纪初在欧美建立起来的。迄今，在 100 多年内，不断得到充实和发展，其学术思想在国际构造地质界长期占主导地位，对地质科学的其他领域也有深刻的影响。

槽台学说研究的重点是地壳构造的发展。它十分重视地质事件在时间上的发生、发展和演化过程，也重视地球演化阶段的划分和各阶段表现出来的特征。它是一门历史性很强的地质学科，基本上属于历史大地构造学范畴。

槽台学说在分析方法上无疑是正确的。它以对立统一的观点，把地壳划分为相对活动的构造单元和相对稳定的构造单元，并以它们的转化作为地壳演化的一种标志，这对大地构造研究具有积极意义。槽台学说主要从地壳的组成来研究大地构

造，强调对组成地壳的地质体（沉积岩、岩浆岩和变质岩）的建造性质、分布规律及其发展历史的研究。以生物地质学为基础的沉积相和沉积建造的分析是其重要的部分，因而它对岩相古地理、沉积作用、沉积盆地、沉积建造等方面的研究作出了贡献。它所建立的地壳构造发展的阶段性的观点，对褶皱幕、构造旋回、构造层、基底、盖层等概念的形成和发展起了积极作用。

总之，槽台学说在长期发展的过程中，积累了大量的陆地地质资料，描述了许多地质现象。虽然对它们需要重新解释，但为深入研究大地构造提供了宝贵的科学根据。槽台学说对大地构造研究所取得的成就是不应低估的。

但也应指出，槽台学说主要是建立在大陆地壳研究基础上的，把地壳构造划分为地槽、地台和地洼三种基本类型，难以概括全球地壳的构造类型。有些学者试图把地槽分成许多种类，以适应地壳上出现的复杂构造形式，因此各级构造名词繁杂，使地槽的概念陷于混乱。它对海洋构造，也未能做出完满解释。

槽台学说是用地槽转化为地台、地台（或地槽）转化为地洼这种单一的抽象模式来解释地壳发展的。这种模式并不能恰如其分地解释地质构造的复杂性，也不能解释地球上在地质时期一直存在着的地动力环境的多样性。它把地壳发展看做一种自发现象，对重要的地质事件，如褶皱幕、构造旋回、地槽迁移、地槽造山运动等的发生原因，都未做出合理的解释。

槽台学说比较多地根据沉积建造、岩相古地理和沉积厚度来研究槽台的演化，重建造，轻改造。因此，在运用槽台学说分析地壳运动时，多数学者都注重垂直运动，而忽视水平运动。他们对地球岩石圈运动的观点，在学术思想体系基本上属于海陆固定论。

2.2 板块学说的简介与评价

前面谈到，固定论和活动论（或者说垂直论和水平论）一直是争论很激烈的地质课题。固定论长期占据统治地位，被称为传统的观点。20 世纪 60 年代开始，活动论兴起并取而代之，板块构造说就是它的代表。

板块学说的出现既有历史的根源，又有时代的背景，特别是和科技发展的水平相适应。板块学说是由大陆漂移说、海底扩张说和板块构造说发展而形成的。

2.2.1 大陆漂移说的兴衰

1912 年，德国气象学家魏格纳（1880—1930）在总结前人有关大陆漂移概念的基础上，提出一种大地构造假说——大陆漂移说，引起全世界科学界的重视。

魏格纳认为：在 3 亿年前的古生代后期，地球上所有的大陆和岛屿是连在一起的，构成一个庞大的联合古陆，称为泛大陆；周围的海洋称为泛大洋。从中生代开始，这个泛大陆逐渐分裂、漂移，一直漂移到现在的位置。大西洋、印度洋、北冰洋是在大陆漂移过程中出现的，太平洋是泛大洋的残余。

大陆漂移说认为：较轻的花岗岩质大陆是在较重的玄武岩质海底上漂移的，并列举了许多事实来证明这种漂移。如大洋两岸特别是大西洋两岸的轮廓，凹凸相合，只要把南北美洲大陆向东移动，就可以和欧非大陆拼在一起。又如在为大洋所分割的大陆上，地层、构造、岩相、古生物群、古气候等也都具有相似性和连续性。以古构造而论，如非洲的开普山和南美的布宜诺斯艾利斯山可以连接起来，看做同一地质构造的延续。以古气候而论，如在南美洲、非洲、印度、澳大利亚都发现有石炭、二叠纪的冰川堆积物，说明它们当初是连在一起的，并正好处于极地位置，以后经过分裂、漂移才形成目前这种分布的形势。

大陆漂移说还认为：大陆漂移有两个明显的方向性。一是从两极向赤道的离极运动，是由地球自转所产生的离心力引起的。东西向的阿尔卑斯山脉、喜马拉雅山脉等，就是大陆壳受到从两极向赤道的挤压的结果。一是从东向西的运动，是日月对地球的引力所产生的潮汐（摩擦力）作用引起的。美洲西岸的经向山脉如科迪勒拉山脉和安第斯山脉，就是美洲大陆向西漂移受到硅镁层阻挡，被挤压褶皱形成的；亚洲大陆东缘的岛弧群、小岛，是陆地向西漂移时留下来的残块。

这个学说，在当时有两点引起人们的兴趣：

一是地球自转所产生的水平运动对地壳构造形成的主导作用；

二是大陆和大洋的位置并不是固定不变的。

但是，大陆漂移的驱动力受到质疑。有人怀疑地球自转离心力和日月潮汐（摩擦力）是否足以使大陆硅铝层在洋底硅镁层上漂移；此外还有一些问题不能得到很好的解释，如果是硬的硅铝层在较软的硅镁层上发生漂移，为什么硅铝层的前缘褶皱成山而硅镁层的边缘反倒没有褶皱而只凹陷为海沟？如果大陆漂移是在中生代开始的，那么古生代以前的褶皱山脉是怎样形成的？由于许多问题得不到答案，特别是受到固定论者的坚决反对，到了 20 世纪 30 年代，此一学说便逐渐消沉下去了。

2.2.2 海底扩张说的提出

若干世纪以来，地质工作都局限于大陆上。第二次世界大战后，由于科学技术的发展，特别是因为苏美等国家争夺战略要地和海底资源，各种科学深入这片占地球总面积71%的“禁区”，展开了多方面的海洋调查工作，并获得了大量海洋科学的资料。例如，发现或进一步弄清了大洋中脊形态、海底地热流分布异常、海底地磁条带异常、海底地震带及震源分布、岛弧及与其伴生的深海沟、海底年龄及其对称分布、地幔上部的软流圈等等。在这些新资料的基础上，产生了一个崭新的学说——海底扩张说。

2.2.2.1 地球表面最长的山脉——大洋中脊

大洋中脊，或称洋脊，指海底纵横绵延的山脉，总长度可达65 000千米，是地球上最长的山脉。其中最典型的为大西洋中脊，它与两侧大陆平行延伸，略呈S形；高出洋底2 000~3 000米，洋脊中央常为一深陷裂谷，两侧有一系列阶梯状断层，形成地堑构造。有些海底山脉并不在大洋的中间，一般称为海岭，如沿东经90°的东印度海岭、北冰洋上的罗蒙诺索夫海岭等。又如太平洋东部的海岭，没有明显的中央裂谷，也不甚崎岖，称为东太平洋中隆（有的资料称为东太平洋隆起）。

根据实地勘测，发现洋脊具有如下地球物理方面的特点：

第一，洋脊为高地热流异常区。中央裂谷附近的热流值常是深海盆正常值的2~3倍。

第二，重力测量结果表明，中央裂谷一带常表现为重力负异常区。

第三，地震波的研究表明，在洋脊下方的地幔中，波速小于正常值，地壳有明显变薄的趋势。

以上各项地球物理测量值说明洋脊下面是软流圈物质上涌的部位，温度较高，密度变小，有部分物质熔融变为岩浆（表现为重力值降低，波速降低），洋脊是地热的排泄口（表现为热流值较高）。

此外，深潜及海底打捞资料证明，在洋脊大部分地段基岩裸露，主要为玄武岩，没有或只有极薄的深海沉积物，在较深部位的岩石由于地温较高，有不同程度的变质现象。

综上所述，洋脊位于温度较高的地幔软流圈上隆的地段，是岩石圈的巨型张裂谷，是岩浆的涌出口和地热排泄口，也是区域变质发生的地带。

2.2.2.2 大洋中脊两侧的地质特征

在洋脊两侧人们发现存在许多地质现象，特别是地球物理现象表现出一定程度

的对称性，这些特点引起一些学者的重视和思考。

2.2.2.2.1 地质现象的对称性

从大洋中脊向两侧，基岩风化程度有由浅逐渐变深的趋势；同时海底沉积层有由薄变厚的趋势，形成以大洋中脊为中心、两侧地质现象对称的鲜明特点。这种特点应该同大洋中脊及洋壳的形成过程密切相关。

2.2.2.2.2 海底磁条带的对称排列

地球磁场的两极能使指南针的两端指向南北，这是尽人皆知的事。但是地球发展过程中磁场的极性特征，可以保存于不同时代的岩石中，则是近数十年才被揭示出来的。事实证明，从地下溢出的高温熔岩，当其温度下降到居里点（500~450℃）以下时，其中矿物内部原子振动量减小，特别是像磁铁矿一类的矿物，其内部原子开始受到地球磁场的控制，按照磁力线的方向发生磁化，使每一块小矿物变成一个极性与地球磁场相平行的小磁石。在外界磁场作用下物质获得磁性，当外界磁场去掉或改变后，又永远保持原来的磁性，这称为剩余磁性。熔岩在由热变冷的过程中即可获得剩余磁性，这称为热剩余磁性。大部分火成岩具有这种磁性，部分沉积岩也可获得剩余磁性。专门研究岩石中剩余磁性的科学，称为古地磁学。用精密仪器可以测定岩石剩余磁性的方向和大小，并可据以确定古地磁极的位置及强度，追溯地球磁场变化的历史，确定岩石的年代。

从 1956 年起，科学工作者开始测量海底岩石的磁化强度，并把正、负磁性异常圈定在图上进行研究。从 20 世纪 60 年代起，就陆续有人发现，在横穿洋脊方向所测得的磁力异常曲线相似，每一侧的正负异常都在另一侧同样的位置出现；同时发现在过去亿万年地球发展过程中，地球磁场南北极曾多次反向，现在的磁场叫正向，与现在磁场方向相反的叫逆向。把所有横剖面上所测得的正负异常连接起来，即可看出在洋脊两侧具有一系列与之平行的磁异常条带，正向和逆向交替出现，以洋脊为中心对称排列。每一条磁条带宽度不超过数十千米，而长度却可达几千千米以上。

2.2.2.2.3 洋底年龄的特征

前面提到海底沉积物有从洋脊向两侧由薄逐渐变厚的特点。除此之外，洋底采样及年龄测定证明，海底沉积物还具有两个特点：

一是最老的沉积物年龄不早于侏罗纪，即不早于 2 亿年，远比大陆上最古老的岩石（38 亿年）年轻；

二是海底沉积物年龄从洋脊到两侧由新到老对称分布。

2.2.2.3 切穿岩石圈的巨型断裂——海沟

在环太平洋地带，有一圈下陷很深的负地形海沟，最深处超过 10 000 米。近年

海底深潜观察和重力、地热流等测量发现海沟具有如下特征：

2.2.2.3.1　海沟是切穿岩石圈的深大断裂

近年在中美洲海沟的深潜观察发现，海沟轴线附近，在靠近大洋一侧为一系列平行台阶，每个台阶高 10~30 米，宽 150~200 米，是一些断距不大的正断层所组成的阶梯状断层；在靠近大陆一侧为陡峻谷壁，其上有许多近垂直的 V 形断层沟槽和阶步（滑阶）；而在轴线附近为一宽约 30 米的破碎带，上有大量角砾碎块，直径可达 1~3 米。由此看来，海沟带实际上是一条断层带，又根据重力测量数据，多数学者认为海沟是切穿岩石圈并切入上地幔的深大断裂。从断层性质来看，大陆壳推覆在大洋壳之上，属于逆断层性质；大洋壳向下斜插于大陆之下，因下插弯曲而伴生一系列张断裂或阶梯状正断层。总之，大洋中脊是将岩石圈拉开，而海沟带则是使岩石圈受到压缩。

2.2.2.3.2　海沟是陆壳和洋壳交叉重叠的复杂地带

重力测量和地震资料证明，在这里，大洋壳以较大的角度（45°±15°）向大陆壳下俯冲插入，换言之，大陆壳向着大洋壳之上仰冲。最初贝尼奥夫通过地震在这个带上作了较详细的研究，发现向大陆方向震源由浅变深构成一个倾斜带，后来证明这个倾斜带就是大洋壳的俯冲带，所以这一倾斜带又称为贝尼奥夫带。它实际上构成了环太平洋地震带，而全世界的中源地震、深源地震也主要发生在这里。

2.2.2.3.3　海沟是不对称的地热流异常区

海沟带和洋脊一样，都是地热流异常区，但海沟带显示了地热流值一低一高平行排列的特点。在海沟附近，显示一种地热流值较低（0.99~1.16 HFU）的特征，一般没有现代火山活动；而在海沟向陆一侧 150~200 km 左右，则往往是一系列火山带，在地貌上则显示一系列岛弧带，热流值显著升高，可达 2.0 HFU 左右。在岛弧的靠大陆一侧，往往形成边缘海（或称弧后盆地），高地热流异常区也常扩大到这一地区。

2.2.2.4　海底扩张说

上述这些奇怪现象的发现，引起了科学工作者的极大兴趣和注意。人们不得不提出一系列希望得到解决的问题。例如，洋脊是岩石圈的张裂带和地下岩浆涌出口，如果这种作用继续进行，岩石圈是不是会拉开？越来越多的岩浆流到哪里去？海沟（或贝尼奥夫带）是岩石圈的挤压带，如果这种作用继续下去，岩石圈将会缩短到什么程度？深海沉积物既薄而又年轻，如果深海沉积速度以每 100 年 1 毫米计，从太古代至今，应该有 30 千米以上的厚度，但实际上只有几十至几百米的厚度，这是因为什么？凡此种种，如果按照传统的地质学理论是无法解释的。因此，一个新的课题摆在人们面前，那就是大洋壳究竟是如何形成和演化的？1960—1962

年，赫斯和迪茨首先提出一种假说，叫海底扩张说。

海底扩张说认为：密度较小的大洋壳浮在密度较大的地幔软流圈之上；由于地幔温度存在不均一性，导致地幔物质密度也存在不均一性，从而在地幔或软流圈中引起物质的对流，形成若干环流；在两个向上环流的地方，大洋壳受到拉张作用，形成大洋中脊，中脊被拉开形成两排脊峰和中间谷，来自地幔的岩浆不断从洋脊涌出，冷凝后形成新的洋壳，所以大洋中脊又叫生长脊，温度和热流值都较高；新洋壳不断生长，随着地幔环流不断向两侧推开，也就是如传送带一样不断向两侧扩张，因此就产生了地磁异常条带在大洋中脊两旁有规律地排列以及洋壳年龄离洋脊越远越老的现象；大洋中脊两侧向外扩张速度大约为每年 1~2 厘米，有的可达 3~8 厘米；在向下环流的地方，或在不断扩张的大洋壳与大陆壳相遇的地方，由于前者密度较大，位置较低，便向大陆壳下俯冲，形成海沟或贝尼奥夫带；向大陆壳下面倾斜插入的大洋壳，由于远离中脊，温度已经变冷，同时海底沉积物中的水分也被带入深部，形成海沟低热流值带；另一方面，由于深部地热作用，再加上强大的摩擦，在大约深 150~200 千米处，导致大洋壳局部或全部熔融，形成岩浆，岩浆及挥发成分的强大内压促使其向上侵入，并携带大量热能上升，因此在海沟向陆一侧一定距离处形成高热流值；同时，来自地幔的以及混杂了重熔陆壳的岩浆喷出地表形成火山和岛弧；这些火山喷出的岩浆，由于混入了硅铝层（沉积物，大陆壳重熔物质）的成分，因此经常是属于中性的安山岩质（在环太平洋区安山岩出露的界线，称为安山岩线）。大洋壳俯冲带，由于其下部逐渐熔化、混合而消亡，所以贝尼奥夫带又称为大洋壳消亡带。

海底扩张说对于许多海底地形、地质和地球物理的特征，都能做出很好的解释。特别是它提出一种崭新的思想，即大洋壳不是固定的和永恒不变的，而是经历着新陈代谢的过程。地表总面积基本上是一个常数，既然有一部分洋壳不断新生和扩张，那就必然有一部分洋壳逐渐消亡。这一过程大约需 2 亿年。这就是在洋底未发现年龄比这更老的岩石的缘故。

2.2.3 板块构造说的诞生

从 20 世纪 60 年代起，海洋科学和地球物理学等迅速发展，获得了大量有利于大陆漂移说的论据，使大陆漂移说得到复活。例如，当初魏格纳从地图上论证了大陆边界的拼合现象，1965 年布拉德重新研究了这一问题。他认为大陆的边界不应当以海岸线为准，而应当以大陆壳的边界即大陆坡的坡脚为准，并应考虑消除在大陆分裂后陆壳的增建（例如非洲尼日尔三角洲沉积增建数百千米，第三纪和近代火山喷发熔岩形成冰岛及其他火山岛等）和改造（如外力侵蚀海岸后退等）部分，然后

利用电子计算机以数学方法进行拼接，终于取得了令人满意的结果。同时，大陆拼接以后，在岩石、构造、地层、古生物等方面也应该对应连接在一起（这如同把一张报纸撕成碎片，不仅可以按碎片形状拼合复原，而且复原后其上面的文字也应该是连贯的），在这方面也取得了令人信服的结果。

1967 年，美国普林斯顿大学的摩根、英国剑桥大学的麦肯齐、法国的勒比雄等人在大陆漂移说得到复活的基础上，把海底扩张说的基本原理扩大到整个岩石圈，并总结提高为对岩石圈的运动和演化的总体规律的认识，这种学说被命名为板块构造说，或新的全球构造理论。到 1973 年，这个学说基本成型，直到现在仍在继续发展。

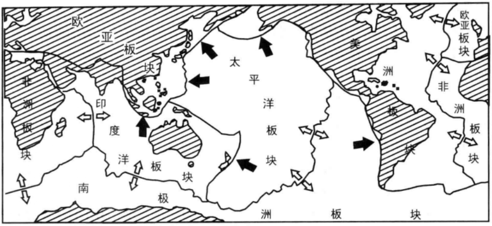
2.2.3.1　板块构造说的基本思想

板块构造说认为：地球表层的硬壳——岩石圈（或称构造圈），相对于软流圈来说是刚性的，其下面是黏滞性很低的软流圈。岩石圈并非是整体一块，它具有侧向的不均一性，被许多活动带如大洋中脊、海沟、转换断层、地缝合线、大陆裂谷等分割成大大小小的块体，这些块体就是所说的板块。换言之，整个岩石圈可以理解为由若干刚性板块拼合起来的圈层，板块内部是稳定的，而板块的边缘和接缝地带则是地球表面的活动带，有强烈的构造运动、沉积作用、深成作用、岩浆活动、火山活动、变质作用、地震活动，又是极有利的成矿地带。其次，岩石圈板块是活动的，是围绕着一个旋转扩张轴在活动的，并且以水平运动占主导地位，可以发生几千千米的大规模的水平位移；在移动过程中，板块或拉张裂开，或碰撞压缩焊接，或平移相错。这些不同的相互运动方式和相应产生的各种活动带，控制着全球岩石圈运动和演化的基本格局。

总之，板块构造说是海底扩张说的发展和延伸，而从海底扩张到板块构造，又促进了大陆漂移说的复活。因此，人们称大陆漂移说、海底扩张说和板块构造说为不可分割的“三部曲”。

2.2.3.2　岩石圈板块的划分

1968 年，法国地质学家勒比雄（X. Lepichon）根据各方面的资料首先将全球岩石圈划分成六大板块，即太平洋板块、欧亚板块、印度洋板块、非洲板块、美洲板块和南极洲板块（如图 2-4）。除太平洋板块几乎完全是海洋外，其余五大板块既包括大块陆地，又包括大片海洋。随着研究工作的进展，又有人进一步在大板块中划分出许多小板块。如美洲板块分为北美板块和南美板块；印度洋板块分为印度板块和澳大利亚板块；东太平洋单独划分为一个板块；欧亚板块中分出东南亚板块以及菲律宾板块、阿拉伯板块、土耳其板块、爱琴板块等小板块。



阴影区——大陆区　空白区——大洋区　黑箭头——消亡边界　白箭头——生长边界

图 2–4　全球六大岩石板块示意图

这些板块都是活动的，如太平洋板块，从东太平洋中隆生长脊新生长出来的大洋壳，平均每年以 5 厘米的速度向西移动，两亿年内可移动 10 000 千米。从东太平洋中隆至马里亚纳海沟的消亡带正好为约 10 000 千米，而马里亚纳及其附近海底岩石年龄也正好为 1.5 亿~2 亿年，这就说明太平洋底大约每两亿年更新一次。

2.2.3.3　板块的边界及其类型

作为岩石圈活动带的板块边界可以归纳为三种类型：

2.2.3.3.1　拉张型边界

又称分离型边界，主要以大洋中脊（或中隆、海岭）为代表。它是岩石圈板块的生长场所，也是海底扩张的中心地带。其主要特征是岩石圈张裂，基性、超基性岩浆涌出，并伴随有高热流值及浅震。如大西洋中脊、东太平洋中隆等都属于此种类型。在洋脊两侧分布有直线排列的火山或平顶山，它们的年龄与离开洋脊的距离成正比。原先在洋脊形成的火山锥，被海浪侵蚀作用把顶截去，形成平顶山，并逐渐向两侧推移，顶部海水深度也随离洋脊的距离加大而加大，有时上面被数千米厚的珊瑚礁所覆盖。在西太平洋和南太平洋分布着许多平顶山。

大陆裂谷也属于拉张型边界。绝大多数裂谷为复式地堑构造，中间下陷最深，两侧为一系列阶梯状断层，主要为高角度正断层。典型的裂谷位于隆起带的顶部，如东非大裂谷、贝加尔裂谷等，垂直断距可达数千米。在裂谷中火山活动比较频繁，浅源地震比较活跃。其明显的高地热流异常值，可以达 2 HFU 以上。有一部分大陆裂谷被认为是胚胎时期的洋脊，可发展形成新的海洋。

2.2.3.3.2　挤压型边界

又称汇聚型边界或消亡带，也称为贝尼奥夫带。主要以岛弧—海沟为代表。在

西太平洋，这种类型的边界最为典型，如日本岛弧—海沟、千岛岛弧—海沟、汤加岛弧—海沟等。这里是两个板块相向移动、挤压、对冲的地带。板块汇聚向下俯冲的弯曲部分的表层处于拉伸状态，形成一系列正断层，所以在海沟附近是浅震很多的地方。板块继续向下俯冲，另一侧板块向上仰冲，正断层到深处转变为逆断层，板块间受到强烈的挤压、摩擦，积累了大量应变能，这种能量常以地震形式突然释放出来。由于俯冲带一般向大陆方向倾斜，因此由海到陆形成从浅震到深震有规律的分布。当板块俯冲到深处完全被地幔熔融时，不再发生摩擦作用，因此也就不再有地震发生。目前已知最大震源深度为 720 千米，据此认为这是板块俯冲的最大深度，在此深度以下，板块已经全部熔化、消亡。

大洋岩石圈板块沿着消亡带俯冲到大约 150~200 千米深度，由于板块摩擦所产生的热和随深度而增加的热，使洋壳局部熔融形成岩浆，高温熔融物质密度相应减低，再加上强大的挥发成分所产生的内压力，促使岩浆在不同深度上升，形成火山，火山相连形成岛弧。若消亡带的倾角为 45°左右，则火山岛弧带距离海沟应为 150~200 千米，并在岛弧与海沟之间形成 50~100 千米宽的无火山带。

除此，也有另外一种类型，如在南美，一侧为海沟，一侧为安第斯山，叫做山弧—海沟型。

如果是两个大陆板块汇合相撞，则出现另外一种类型，一侧是高山，一侧是地缝合线，叫做山弧—地缝合线型。阿尔卑斯—喜马拉雅褶皱带，特别是它的东段喜马拉雅山脉北面的雅鲁藏布江一带，是典型的代表。两个大陆板块相向移动，它们的前缘因碰撞而强烈变形，形成褶皱山脉，使原来分离的两个板块焊接起来，其出露地表的接触线，就称为地缝合线。这种边界的特点之一是从地形上看，以没有海沟为标志，而是表现为高峻的山脉。这种边界的两侧，都是又厚又轻的陆壳，有人认为二者相遇，只能在碰撞带压缩增厚；也有人认为同样有俯冲和仰冲现象；或者两种情况兼而有之。以喜马拉雅山为例，一般认为是印巴次大陆板块和欧亚板块互相碰撞的结果，但由于这一带山脉都有比较发育的中生代、新生代海相地层，据此断定在碰撞成山之前，在两个板块之间存在一片海洋，这就是古地中海（又称特提斯海）。由于存在这种情况，有人认为地缝合线是海沟发展末期的产物，即洋壳全部俯冲消亡，海洋封闭消失，跟在后面的陆壳继续移动，于是出现陆壳与陆壳相撞的现象。对于地缝合线的位置也有不同看法，有人认为喜马拉雅山就是地缝合线，但目前大多数人认为地缝合线应该在山脉北侧的雅鲁藏布江一带或者更北的地方。

2.2.3.3.3　剪切型边界

又称平错型边界，这种边界是岩石圈既不生长、也不消亡，只有剪切错动的边界，转换断层就属于这种性质的边界。

转换断层是威尔逊于1965年提出的一种新型断层，它构成了板块构造模式中最重要的特点之一。大洋中脊常为垂直于它的横断层所错开，并常切成许多段。从表面看，这些断层非常像平推断层，但经过地震发震机制等研究，它又和平推断层有许多差异。

其主要区别是：

(1) 大洋中脊被平推断层错开（比方是左旋），由于在错开后洋脊持续扩张，使断层的运动方向跟洋脊错开的方向变得相反（比方改为右旋），而一越过洋脊，两盘位移或错动的方向即改为同向或同步。

(2) 断层持续发展，两盘位移增加，但被错开的洋脊之间的距离一般并不增加；如为平推断层，则随着断距的增加，洋脊错开的距离也增加。

(3) 转换断层只有在洋脊之间的地段才有浅震分布；若为平推断层，则在断层线上都有浅震分布。

正是由于海底扩张导致断层的运动方向和特点发生了改变，所以此断层称为转换断层。

转换断层的推断和证实，在地球物理学界，曾经在海底磁条带被发现之后，再一次引起震动，并为海底扩张说增加了新的根据，从而使现代活动论在地学领域居于主流地位。

转换断层在海底常形成一些深沟，水平断距可达数百千米。著名的美国西部圣安德列斯断层为一右旋断层，其西盘向北移动达1100千米，是有名的地震带。从前被认为是一条平推断层，威尔逊和瓦因根据地磁资料，证实它是一条错开东太平洋中隆的转换断层。

2.2.3.4 板块的驱动力问题

是什么力量驱动板块进行运动？这是举世瞩目的问题。很早有人设想在地壳或岩石圈下存在着热对流现象，并且有多个对流中心，在对流上升的地方，对流导致板块分裂，涌出地幔物质，冷却固结形成新洋壳。在对流下降的地方，对流导致板块俯冲，最后使板块消亡。至于热对流的形式，有人设计深对流模式（Orowan等，1969），即在地幔中发生对流；有人设计浅对流模式（Boll等，1971），即仅在软流圈中发生对流。大陆漂移说曾认为大陆是在某些原因下主动漂流；而海底扩张说和板块构造说则认为，新洋壳浮在软流圈上，随着对流被动移动，从洋脊起像传送带一样运载到海沟，俯冲入地幔并局部熔融，最终消失于软流圈中，构成一个封闭的循环系统。从洋脊到海沟，板块有数百到数千千米的水平运动。但是，由于技术条件的限制，既不能推导证实是否存在这种对流，也不能用实验方法制造出来这种对流。

20世纪70年代以来，关于板块驱动力的问题，学者陆续提出一些新的论点。

1972年，摩根根据卫星资料发现在全球重力值图上，重力值高的地方往往是板块生长和活火山分布的地方。为什么这些地方重力值较高呢？他设想从近地核处有深部物质上升形成上升流，他把这种上升流称为地幔柱。据重力值推测，地幔柱的直径可达几百千米，它把深部密度较大的物质和热量向上带到软流圈，在那里像蘑菇云一样向四面八方横向扩散，从而驱动板块移动。地幔柱有时冲破岩石圈，向上拱起形成巨大的穹窿，并具有相当高的热流值。地幔柱中熔融的岩浆喷出地表就形成火山。这些热流值高的隆起点和火山称为热点，或者说热点就是地幔柱冲破岩石圈的地方。据统计，目前全球发现的热点已达122处。热点相连，可以形成大洋中脊。如冰岛正好位于大西洋中脊的一个热点上，那里喷出的熔岩较多，就形成了一个较大的岛。这些形成于中脊附近的活火山，随着海底扩张向两侧移动，形成对称分布的死火山链，且沿此链越远，火山年龄越老。此等火山链被认为是地幔柱或热点随海底扩张留下的痕迹。

后来，有人试图用重力作用代替对流来解释板块运动。

1975年，哈珀认为，板块由洋脊向两侧滑动，是板块前缘冷却、加重、下沉引起的。这种设想的根据是，发生于海沟的浅震，已证明是由正断层所引起的。这些正断层有人用板块弯曲外缘发生张裂来解释。根据这一事实有人认为板块之所以俯冲，不是被一种力量推下去的，而是被一种力量拉下去的，其理由是：

(1) 冷却的板块密度增大；

(2) 下插的板块因压力增加，发生物相转换，使矿物岩石密度增大；

(3) 洋脊高，海沟低，板块会像滑坡一样从洋脊向海沟滑动。

总之，由于这些原因，板块可以被拖下去。

哈珀计算下沉的拖拉力比洋脊的推挤力大7倍。但所有这些设想的力，可能实际是存在的，但同样不能得到直接证据和可靠的数理模拟。

福赛斯和上田诚也（1975）认为板块运动是8种力综合作用的结果，但他们认为板块俯冲时，向下的拉力起了重要作用。

2.2.3.5 板块运动与海洋演化

板块构造说认为，大陆板块和大洋盆地在地质历史时期并不是一成不变和永恒存在的。大陆板块的分离导致大洋盆地的形成；大洋盆地的萎缩、封闭导致大陆板块的聚合；大陆板块之间的碰撞，导致造山带的形成。加拿大地质学家威尔逊于1969年把一个大洋发展的完整过程分为六个阶段（图2-5）。他的理论后来又经过人们的补充和修改，于1974年被命名为威尔逊旋回。

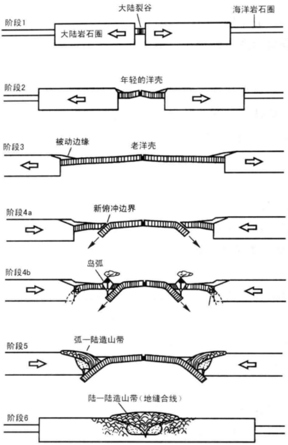


图 2–5　威尔逊旋回的六个阶段

2.2.3.5.1　阶段 1——胚胎期

在陆壳基础上，因抬升拉张，地壳变薄，发育了一系列断裂和地堑，地幔物质沿其上涌，但尚未出现海洋环境，即为大洋的胚胎期。东非裂谷带是这一阶段的典型代表，现在正处于谷底产生新洋壳、两侧陆壳向外移动的前夕。

2.2.3.5.2　阶段 2——幼年期

陆壳继续被拉开，出现狭窄的海湾；局部地区出现洋壳，大陆裂谷转变成发育于洋壳上的中央裂谷。大洋正式诞生，进入幼年期。

红海和亚丁湾是这一阶段的典型代表。它们的东侧是阿拉伯半岛，西侧为非洲大陆，北通地中海，南达印度洋，是一个狭长的内陆海。它们具有狭窄的大陆架，海底为拉斑玄武岩，有碱性玄武岩岛屿。红海大约于距今 2 000 万年前开始张开，在其中轴部位发育有裂谷，是非洲板块与印度板块（或其西部的阿拉伯板块）的边界。亚丁湾内，发育有洋脊和将洋脊错开的转换断层。说明在大洋初生阶段，就会

出现洋脊和转换断层。

2.2.3.5.3 阶段3——成年期

由于洋壳沿着洋脊向两侧不断增生，海洋边缘尚未出现俯冲带，两侧大陆继续分离，形成开阔的大洋。大洋即进入了成年期。

大西洋是这一阶段的典型代表。它具有广阔的大陆架，宏伟的洋脊山系和开阔的深海平原，没有海沟俯冲带，洋、陆之间没有相对移动。根据洋底最老的熔岩和沉积物的地质时代仅是侏罗纪推测，大西洋在侏罗纪才处于大陆开始被拉开的阶段，后来经洋底扩张而成大洋，现在仍在继续扩张。印度洋也属成年期的大洋。

2.2.3.5.4 阶段4——衰退期

当大洋发展到一定阶段后，洋壳虽然继续沿着洋脊扩张增生，但在大洋的一侧或两侧边缘地带出现了海沟，洋壳沿着海沟发生强烈的俯冲、消亡，并且消亡的速度超过扩张增生的速度，造成大洋的总面积不断缩小。此时，大洋就进入了衰退期。

太平洋是这一阶段的典型代表，是地球上最老的大洋。洋底最老的熔岩和沉积物位于西部，地质时代为侏罗纪；推测最晚在侏罗纪之前，太平洋的洋盆就已经出现，后来，才在两侧相继出现海沟，形成消亡带。并且，消亡速度超过在洋隆的扩张速度，大洋面积逐渐缩小，处于衰退状态。

2.2.3.5.5 阶段5——残余期

随着大洋的衰退，洋壳继续消亡，海域不断缩小，导致两侧陆壳相互逼近，其间仅保存有残余的内陆海，故称为残余期。

地中海东部，可称为典型的残余内陆海。洋壳仍在向北俯冲，海域仍在缩小。

2.2.3.5.6 阶段6——消亡期

大洋衰退到最后，洋壳消亡罄尽，海域完全消失，两侧陆壳直接碰撞焊接在一起形成了地缝合线。地缝合线，必然存在着大断裂带，同时沿线分布有蛇绿岩套、混杂岩带和变质岩带，往往还有频繁的地震和继续上升的现象。

雅鲁藏布江—印度河大断裂带，即为印度大陆与欧亚大陆的地缝合线。印度大陆的北缘受到强烈挤压，褶皱上升，形成年轻的喜马拉雅褶皱山系。

威尔逊旋回概括了大洋从生到灭的发展过程。在大陆内部，至少在晚元古代的构造带中就已经具有威尔逊旋回的特征，古生代和中生代的构造带最为典型。

2.2.4 总体评价

海底扩张说、板块构造说提出之后，支持它和反对它的两派论战异常激烈。

2.2.4.1 支持的意见

(1) 该学说能够较全面地、合理地解释海洋地质学、地球物理学和地球化学等提出的种种问题和地球外层的形态特征。

(2) 该学说用一个统一的动力学模式成功地解释了全球规模的构造运动、内生过程以及它们之间的关系，解释了大陆和大洋的发展过程及其相互转化的关系等。

(3) 该学说是以往大地构造假说和概念的综合，它包含收缩、膨胀、地壳均衡、大陆漂移、地槽、地台和深断裂等许多大地构造理论研究成果。

(4) 该学说的预测得到实践的验证。如深海钻探证实了洋脊两侧磁异常和沉积物的对称性和年龄值由小到大的变化。

(5) 板块构造说运用于大陆地质之后，对于区域地质、地震地质、石油地质、矿床地质和岩石学等方面的研究具有重要的指导意义。板块构造说的提出不仅使地学研究领域从大陆推向海洋，而且将地球浅部构造与深部地幔和岩石圈运动紧密联系起来，推动了地质科学的发展。

2.2.4.2 反对的意见

2.2.4.2.1 地幔对流问题

地幔对流是板块构造说赖以建立的重要基础理论问题。板块学说认为板块在软流圈上漂移，立论的基础当然是上地幔中普遍存在软流层。有人认为软流圈的面积很大，而厚度不大，即使能产生对流，也只能产生半径很小的对流，根本无法推动板块数千千米的水平运动。也有人认为地幔是固体，热只能靠传导来传递，就像对铁加热一样，不可能产生对流。还有一种看法，认为地幔物质黏度太大，难以发生对流。杰弗里斯等根据卫星遥测数据，认为上地幔黏滞度为 1 026 泊~1 027 泊，太大，不可能发生对流。也有人认为地幔的分层性也使地幔对流很难实现。若有对流，也只允许很有限的扩散。

研究发现，地幔不仅在横向上和垂向上具有不均一性，而且具有不连续性。在一些古老地台区，如北美地台、澳大利亚地台，特别是地盾区，在 30~40 千米深度仍未发现软流层，那么，板块的漂移又该怎样进行呢?

已知大洋中脊是地幔物质上升形成新洋壳的场所，海沟和岛弧是洋壳俯冲消融的地方，但在东太平洋北部发现两种情况却在一个地方同时存在（图 2-6）。又如，陆壳厚度很大，可达数十千米，褶皱变形非常复杂，而洋壳厚度很小，最薄处只有5~6 千米，却不曾褶皱而只做刚性运动，这种现象也是一时不容易讲清楚的。

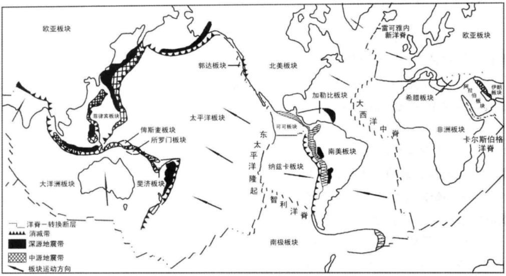


图 2–6　世界主要岩石圈板块和它们的增生、转换与聚合边界深源和中源地震区板块运动方向

陈一文报道，地震层析成像等技术手段揭示的地幔物质运动并不是板块构造学说解释板块运动所需要的“对流”，而是呈无规律的紊乱流动，地幔物质流动方向不能形成一一成对或近似成对的“对流”，与全球对流系统在数百万年内应达到整体、稳定的“对流系统”相矛盾。Meyerhoff 等（1974、1992）、Dziewonski 等(1987)、冯锐（1994）利用地震层析成像技术揭示地幔流动呈紊乱状态，而且地幔柱上部（220~400 千米）热而下部（600~800 千米）反而相对较冷。这个事实与地幔柱自深部（核幔边界附近的 D″层）上升至地表的假说相矛盾。地幔物质无规则的“紊流”，难以形成有确定方向的、大规模的全球板块运动。数值模拟结果同样揭示了地幔流动呈混乱“紊流”的图景。此外，“地幔对流”也不能解释其“对流”的速度小于被其“驱动”板块运动速度的矛盾。Bott 等（1984）根据 20 世纪 70 年代的古地磁资料和以热点为参考系的判断结果、20 世纪 90 年代初综合古地磁和地震滑动矢量等 1 122 个数据资料给出的各现代板块精确运动矢量（NUVEL–1），得出各个岩石圈板块能以 2~12 cm/a 的不同速度朝不同方向运动并可跨越赤道，而地幔对流速度仅为 1~10 cm/a 的事实指出，用地幔对流来驱动板块运动的假说是难以成立的。J. F. Harper（1992）也比较了板块（严格地说应是大洋板块）运动速度和下地幔流动速度，认为后者要慢得多，因而洋块底部的剪切力是一种阻力。“地幔对流”的速度小于板块运动速度的事实表明：岩石圈板块之下的地幔即使有“对流”的物质流动存在，也不能构成板块运动的“驱动”，而只能是因板块运动的拖曳而带动起来并对板块运动施以阻力的被动“对流”。

随着深部探测技术的发展，地球内部的圈层越分越细，地面“板块”的数目也

越划越多；简单地根据“板块”大小和数目推测深部对流体的大小与数目，更是不够确切的。

以上田诚也为代表的另外一些地球物理学家，特别强调板块俯冲是由于海洋板块冷，因而密度大，导致下沉。但根据地震学家的计算，冷板块的波速与热值仅比其插入的周围的地幔大 6%，如果考虑它们之间的摩擦所生的热量，恐怕这一差别还要降低。越深，这两者的差别越小，甚至彼此没有差别。因此，陆壳与陆壳、洋壳与洋壳以及陆壳与洋壳的碰撞所产生的结果，绝不会只是俯冲消减。上田诚也自己也认为：“没有若干其他的因素，要解释弧后扩张的分幕性及随时间从一种俯冲方式变为另一种俯冲方式是困难的。”

2.2.4.2.2 不能自圆其说

除了地幔对流本身的问题之外，板块构造运动驱动机制的最大困难是驱动机制与其所产生的岩石圈构造、变动特征和地质历史演变的一致性问题。

其中大洋地壳年龄分布与地幔对流传送带式更新的矛盾，是一个比较严重的问题。太平洋和大西洋都存在着 600 Ma 以上的洋壳和更老的大陆地壳，这与地幔对流传送带式地不断更新大洋地壳的矛盾，是一个很大的问题。北纬 45°大西洋中脊以西 58 千米处闻名的巴尔德山发现了元古宙地壳年龄高达 1 550±50 Ma 的 K—Ar 黑云母花岗片麻岩、大西洋圣保罗群岛放射性年龄 800 Ma 的角闪糜棱岩和高达 2 000 Ma 橄榄岩（据王鸿祯等）；在纽芬兰东北 550 千米、水深 1 797 米的地方，有一个“孤儿海丘”，它是一个沉没的岛屿。该海丘在侏罗纪时曾是陆地，后来逐渐下沉，直到更新世才没入深海之中。在直布罗陀海峡之西、大西洋中脊上的亚速尔海底高原，钻探揭示此处存在 12 000 年以前的陆相沉积，以至有人惊呼发现了古希腊哲学家柏拉图记载的亚特兰第斯古国的旧址。日本东京大学海洋研究所宣布：根据大量的钻探资料，日本列岛靠太平洋一侧 120 千米的海域里，曾有一块很大的陆地（还未查明它是孤立在海中的大岛还是与日本列岛相连的半岛），大致长 200 千米、宽 80 千米；这块陆地在 2 200 万年前下降，目前已沉到 2 600 米深处，平均每 1 万年下沉 1.1~1.2 米。这些事实也不利于大洋地壳在对流驱动下的传送。

现有资料还表明：并非所有洋壳均由玄武岩构成，也并非所有洋壳年龄均是新的。如大西洋中脊很少见到拉斑玄武岩，有些地方却发现沉积岩和属古陆壳残块的片麻状花岗岩。位于大西洋中脊之上的冰岛未被分裂并保存陆壳（东部有花岗岩体和大量流纹岩），西印度洋海岭捞取过约 5.15 亿年的早古生代花岗岩块。在深海沟、大洋中脊以及这些构造以外的断裂内，发现了一些深变质岩和构造岩（石榴石角闪岩、角闪岩、绿片岩），它们的变质年代比洋壳第一层、甚至可能比洋壳第二层更老。这些现象是海底扩张说无法解释的。

大西洋洋盆的形成被认为是 2 亿年前统一的岗瓦纳大陆破裂的产物，遥相对峙

的南美洲、北美洲与非洲显然应具有相同的年龄值。深海钻探发现：大西洋东岸比西岸老 4 500 万年，这就对板块构造说的原有概念提出了挑战。

深海钻探还不断提供洋底确实存在着垂直运动的证据。这种垂直运动可使原先位于海平面之上的陆地下沉到海面以下 5 千米的深处。大西洋内这样的实例远不止一处。最近的研究还表明：洋底高原可能多具陆壳性质，西太平洋的组成大洋高原的地壳结构可与大陆地盾或大陆山脉相比较，反映它们可能是原大陆的残块。

别洛乌索夫（1970）认为海底磁异常除东太平洋中隆外，其余地区对称不好或不显示对称性，特别是离洋脊较远的地方更是如此。洋脊两侧磁异常与地磁年表之间的对照关系也远远没有确立。迈耶霍夫兄弟（1971）和哈定（1971，1974）根据大陆和大陆架上的蒸发岩、碳酸盐岩、煤、沙漠和冰碛层等古气候资料分析，认为16 亿年以来或中元古代以来，地球自转轴、海陆位置基本未变。无脊椎和四足动物以及植物化石群的分布，也表示地球自转轴和海陆位置，至少在 5.7 亿年以来存在稳定性。即使有移动，其位移距离也只有 100~200 千米（东西方向）或数百千米(南北方向)。

2.2.4.2.3　对同一现象给予不同的解释

1967—1968 年，伯德和范·安德尔认为海底磁异常条带是由于洋脊玄武岩呈宝塔状分布形成的。老的玄武岩层在下，分布面积大，在离洋脊远处出露；新的玄武岩层在上，分布面积小，在离洋脊近处出露。1970 年，别洛乌索夫认为洋脊玄武岩不是呈水平状态分布，而是在洋脊轴部向下弯曲，两侧翘起，并在洋脊坡或相邻大洋盆地坡上出露。这两种看法都承认海底磁异常的条带状和对称性，但认为与海底扩张无关，磁异常条带宽度也不表示扩张速率和时间间隔，而是玄武岩层分布和出露宽窄的反映。至于海底沉积层底部岩石向洋脊变新或尖灭，别洛乌索夫（1970）认为是由于被不同时期的玄武岩层所交代。由于玄武岩层分布宽度随年代变新而减小，自然被玄武岩层交代或“吞没”的沉积层面积也随年代变新而减小。洋壳之所以比陆壳年轻，别洛乌索夫（1970）认为洋壳是由于陆壳基性岩化形成的。谢音曼（1964）曾根据北大西洋资料，认为陆壳的基性岩化开始于中生代或渐新世，并把印度洋的塞舌尔群岛、北大西洋的罗卡尔岛、太平洋中的马尼希基高原等作为破坏后下沉的大陆残块。

2.2.4.2.4　抓矛盾、提问题

太平洋东北部磁异常条带为什么愈靠近海沟愈新？尽管皮特曼和海斯（1968）等用三联点及洋脊位移、最后消失于海沟中来解释，但别洛乌索夫（1970）反对洋脊可以随便移动。

既然海沟是冷却了的板块向地幔下沉、俯冲形成的，为什么热的洋脊会向海沟俯冲？非洲周围没有海沟，三面被洋脊包围着，板块有增无减，非洲应处于压缩状

态，为什么东非出现张性裂谷，马达加斯加岛会向东漂移?

2.3 认识与启示

2.3.1 对槽台学说的认识与启示

2.3.1.1 认识

（1）地槽区的发展过程可分为三个阶段：下降阶段、过渡阶段和普遍回返阶段。下降阶段以下降为主，形成海槽；过渡阶段出现明显的差异升降，形成中央隆起和山间凹陷、山前凹陷，局部回返；普遍回返阶段地槽普遍回返，形成褶皱带。

（2）地槽的沉积特征可分为三种类型：由陆相到海相沉积，形成下部陆屑建造——石灰岩建造；海相沉积，形成上部陆屑建造——泻湖建造；由海相到陆相沉积，形成磨拉石建造。

（3）地槽区的岩浆旋回：岩性有由基性向酸性发展的明显趋势。

（4）负荷重力是地壳下降的动力：沉积物的重量使地壳有足够的负荷导致产生连续下降。

（5）动定递变：地槽区是相对活动的地区；地槽变成地台后成为相对稳定的地区；地台变成地洼后又转变成相对活动的地区。

（6）地洼区的岩浆活动有两种类型：东亚式岩浆建造，以酸性岩为主；冰岛式岩浆建造，以基性岩为主。

（7）断层是边界。无论是地槽区，还是地洼区，边界都是断层构造。

（8）槽台说地壳运动的动力机制不明确，还没有统一的认识。

2.3.1.2 启示

（1）被断层围限的断块大部分是楔块。最基本的断层构造有正断层、逆断层和平移断层，其断层面大部分是斜面，围限的断块顶面和底面不相等，故是楔形断块。

（2）楔块的下降与重力负荷相关：地槽区由于接收了大量的物质，重力负荷增加，导致楔块下降；地洼区又开始接收大量的物质，重力负荷增加，导致楔块重新下降。说明地壳的下降与重力负荷的增加密切相关。

（3）楔块有升有降：中央隆起带是上升的楔块；山间凹陷和山前凹陷是下降

的楔块。

2.3.2 对板块学说的认识与启示

2.3.2.1 认识

（1）洋脊上有大量年轻的火山岩，也发现了古老的沉积岩。洋脊是张性断裂，但不一定就是海底扩张的地带。位于大西洋中脊之上的冰岛未被分裂并保存陆壳（东部有花岗岩体和大量流纹岩），在西印度洋海岭捞取过年龄约 5.15 亿年的早古生代花岗岩块。洋壳增生的地方不应该出现陆壳岩块。

（2）海沟附近有大量的年轻岩层，也发现了古老的沉积岩。海沟是压性断裂，但不一定就是洋壳俯冲的地带。大洋中脊是地幔物质上升形成新洋壳的场所，海沟是洋壳俯冲消融的地方，但在东太平洋北部发现两种情况却在一个地方同时存在。发现太平洋东北部磁异常条带愈靠近海沟年代愈新的事实，说明海沟是压性断裂，但不一定就是洋壳俯冲的地带。

（3）洋壳中发现陆壳断块（比如西太平洋组成大洋高原的地壳结构可与大陆地盾或大陆山脉相比较）；有洋脊的海区不一定有海沟出现（比如大西洋）；有海沟环绕的板块，不一定有洋脊出现（比如菲律宾板块）。说明洋底未必发生“地幔对流”。板块学说认为，新洋壳浮在软流圈上，随着对流被动移动，从洋脊起像传送带一样运载到海沟，俯冲入地幔并局部熔融，最终消失于软流圈中，构成一个封闭的循环系统。按照“地幔对流”模式，洋脊区域不应出现老地层；海沟区域不应汇聚新地层；洋壳的物质来自于上地幔，不应出现陆壳性质的下沉断块，但却发生了不应该发生的事。

2.3.2.2 启示

（1）板块就是楔形断块。板块的边界是深大断层，包括大洋裂谷（张性断裂）、海沟（压性断裂）和转换断层（剪性断裂），形成的断块顶面和底面的面积不相等，故是楔形断块。

（2）洋壳具有薄、年轻和不褶皱的特征，可以通过洋壳下降来实现。如果洋壳下降、底部熔融、顶部堆积新岩层，则能够实现地壳薄且年轻、不褶皱的特征，还能够解释洋壳中发现古老岩块的现象。

（3）通过楔块运动可以实现真正的地幔对流。

地幔物质通过垂直运动完成对流，地幔对流可以通过楔块运动来实现（图 2-7）。基性岩浆在倒楔核部上浮，形成横弯背斜；岩浆冲出洋壳，在大洋底部形成玄武岩层，层层叠加，使正硬楔的负荷重力不断增加；位于洋脊两侧的正硬楔由于负

荷重力不断增加而下降；正硬楔底部深入岩浆层的固体岩石发生熔融，形成新的基性岩浆；生成的岩浆沿洋脊通道流出洋壳，完成地幔对流。“两堑夹一垒”的垂直运动既能解释洋脊和大洋底部存在古老岩块的问题，又能解释楔块内部和外部形成造山带的问题。

在这里，楔块底部是地幔物质消减的地方，楔块顶部是地幔物质增生的地方；倒楔内部是地幔物质上升的地方，正硬楔下降的同时带动地幔物质下降。因此，楔块运动是区域大地构造运动的一种新模式。

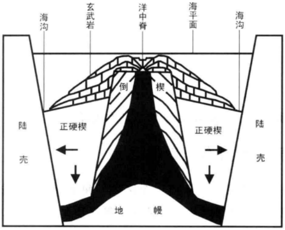


图 2–7 地幔对流与楔块运动关联示意图

3　楔块运动的基本观点及其证据

3.1　引言

根据前人的研究成果，地壳运动有如下基本规律：

3.1.1　地壳运动具有长期性

地壳自从开始形成以来，在任何一个区域，每时每刻都在运动着。从空间来说，在任何一个地区，除地震以外，不是在下降就是在上升；不是在受挤压，就是在受拉伸，或在受剪切。总之，不会处在绝对静止状态，只不过这种运动一般进行得十分缓慢，不易被人们直接感觉而已。从时间来看，从古到今，地壳运动一刻也没有停止过。

3.1.2　地壳运动具有方向性

地壳运动从方向上看，包括水平运动和垂直运动。两者常常交替进行，或者互相交织在一起。从地壳运动所造成的构造形迹来看，一些高大的山脉，往往是由强烈的水平运动造成的，地质构造很复杂；宽阔的平原或盆地，往往表现出来的是明显的垂直运动，地质构造比较简单。所以，曾有人把水平运动称为造山运动，把垂直运动称为造陆运动。其实，这种说法是很不确切的。因为，水平运动也可以形成平原、凹地和海洋，垂直运动也可以形成高山和海洋。所以，现在多数人都不采用这两个名词了。在整个地壳运动中谁占主导地位，是大地构造学中长期争论的问题，是不同大地构造学派分歧的焦点之一。

3.1.3　地壳运动具有周期性

从全球地壳运动来看，有的时期地壳运动进行得十分缓慢，形成的地质构造也

很简单，有的时期地壳运动进行得相对很快、很强烈，形成的地质构造也很复杂。地壳运动表现出明显的周期性。即使在某个局部地区，这种周期性也表现得很明显。有时表现为强烈的水平挤压，有时表现为平缓的垂直升降；有时上升或下降的幅度很大，有时上升或下降的幅度很小。在总体上升或下降的过程中，往往还会出现小幅度的脉动。

3.1.4 地壳运动具有区域性

从全球地壳运动来看，当地壳运动处在某个强烈活动期内时，并不是所有的地方地壳运动都十分强烈，总是有相当一部分地区处在相对稳定的状态；相反，当地壳运动处在某个相对稳定期内时，总是有相当一部分地区的地壳运动仍然十分剧烈。就拿简单的垂直运动来说，在同一个时期内，往往也是一个地区处于下降状态，而相邻的另一个地区却处于上升状态。例如，地槽区是（或者曾经是）地壳运动强烈的地区，地台区是相对比较稳定的地区，地槽区往往围绕着地台区呈带状分布。

根据地壳运动的基本规律，结合对槽台学说和板块学说的认识和启示，作者构建了楔块运动大地构造运动模式。该模式认为，楔块运动具有长期性、方向性、周期性和区域性。楔块做垂直运动时，能引起地壳的水平运动，不仅能把“固定论”和“活动论”有机地结合起来，还能合理地解释上述学说难以说明的若干地质现象。

3.2 楔块运动的基本观点——12345 要点

楔块是指被断层围限的顶大底小或顶小底大的楔形断块，简称楔块。断层的基本类型有正断层、逆断层和平移断层，其断面大部分是倾斜的，因而形成的断块大部分是楔块。

地堑中正断层围限的共同下降盘和地垒中正断层围限的共同上升盘就是典型的楔块（图 3–1）。

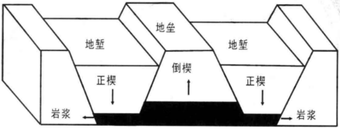


图 3–1 正楔块和倒楔块运动示意图

关于楔块运动的基本观点，作者概括为12345要点，即：楔块动力——1矛盾、楔块划分——2类型、楔块系统——3层次、楔块形成——4部曲和楔块旋回——5阶段等12345要点。

3.2.1 楔块动力——1矛盾

地壳运动的驱动力问题是大地构造学的基本理论问题之一，也是一个长期争论的课题。下面就从国内外地壳运动驱动力的研究现状和楔块运动的驱动力两个方面进行概括。

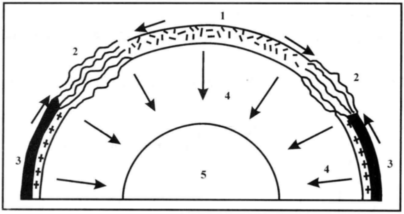
3.2.1.1 国内外关于地壳运动驱动力的研究现状

地壳的运动，可以是由物理原因引起的，也可以是由化学原因引起的，可以是来自地球内部的原因，也可以是来自地球以外的原因。由于地壳是地球的组成部分，它的运动必然和地球物质的运动紧密地联系在一起。多年来，国内外学者对地壳运动的驱动力，提出了许多假说。在科学上有一定影响，且有代表性的假说，有以下几种：

3.2.1.1.1 冷却收缩说

冷却收缩说简称为“收缩说”。它是最早试图解释地壳运动驱动力的假说之一。

16世纪，收缩说首先由意大利天文学家布鲁诺（Giodano Bruno，1548—1600）提出来。他把地球表面的褶皱比仿为干苹果的皮，苹果干了，内部收缩，表皮起皱（图3–2）。这是最原始的解释。



1. 大陆地块　2. 软弱挤压带　3. 大洋地块　4. 地幔　5. 地核

图3–2　收缩说机制示意图

直到18世纪，康德和拉普拉斯的星云假说提出以后，收缩说经过补充又被重

新提出。代表人物之一是法国地质学家鲍曼（Elie de Beaumont，1798—1874）。他于1829年提出新的解释，认为：地球最初是由炽热的气体所组成的，由于后来热量发散而变成了熔融状态。热量继续发散，熔融体继续冷凝，首先就在表层凝成一个固体硬壳——地壳。地壳形成后，内部仍然继续散热冷缩，导致地壳与内部熔融体之间出现空隙。地壳因重力下陷，诱导产生强烈的水平运动，发生褶皱和断裂。地球内部的熔融体往往就会顺着断裂带侵入地壳或喷出地表，形成岩浆侵入或火山喷发（图3-3）。

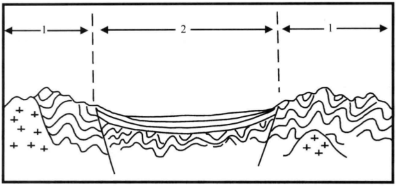


图3-3　地槽褶皱区（1）和地台沉积区（2）示意图

该假说主张地壳运动是以垂直运动为主导的。后经研究表明，强烈的地壳运动只是在某些地区和某些时代才发生，并且具有一定的方向性。收缩说解释不了这些现象，因而遭到许多人的怀疑和反对。

3.2.1.1.2　地球膨胀说

地球膨胀说简称为“膨胀说”，它认为地球不是在收缩，而是在膨胀。

1620年，英国的培根（F. Bacon）最早提出地球膨胀的概念。到19世纪末，曼托瓦（Mantovani）用地球膨胀解释大西洋两岸形状的相似性。1920年，美国的希克森（Hixon）根据非洲裂谷系及其正断层占优势的事实，推论造山和造陆作用是由地球膨胀产生的。1933年，德国的希尔根伯格（O. C. Hilgenberg）认为原先的地球是被硅铝壳覆盖，后来由于地球的膨胀，体积增大，硅铝壳受到拉伸破裂，逐渐分离成各个大陆，从地幔来的重物质进入裂缝形成洋盆。1935年，南非的尔姆（J. K. E. Halm）根据对恒星演化的观察，也提出地球的原始半径为5 430千米，后来地球膨胀才成为现在的半径——6 371千米。

20世纪60年代以来，又有一些学者根据对洋脊、裂谷的研究和洋壳较陆壳年轻的资料，支持膨胀说。例如，匈牙利的埃吉德（J. Egyed）利用在整个地质时期内海水总体积保持不变或只有少量增加（从寒武纪以来，水圈增加的体积不到现在水圈体积的4%），研究了古代海岸线的位置。认为古代海岸线的位置比现代高，现

代的陆地面积扩大了。他计算，地球半径的增长速率为 0.24 mm/a。

至于地球膨胀的原因，迄今尚无定论。有人认为，地球膨胀是由于地幔物质的相变引起岩石体积增大造成的；也有人认为，地球膨胀是由于万有引力常数 G 值的缓慢变小，导致地球重力、地球内部压力、地球内部物质密度等减小造成的；还有人认为，地球膨胀是由于放射性元素的蜕变放热，使地球温度升高造成的。

膨胀说可以较好地解释张性裂隙，如洋脊、裂谷的形成，但说明不了地球表面大规模的挤压褶皱带和逆掩断层的成因。

3.2.1.1.3　地壳脉动说

地壳脉动说简称为"脉动说"，它是由美国地质学家布契尔（Bucher）于 1933 年提出来的。他认为地球既有收缩又有膨胀，呈周期性的交替发展，导致地壳发生运动。脉动说后来又经过其他人的补充和修改。概括起来，他们对地球之所以会膨胀、收缩，有两种不同的解释：

一种解释，是以朱勒于 1929 年提出的放射性旋回说为基础，认为放射性热量周期性聚集和消耗，导致了地球周期性的收缩和膨胀。当地球内部某一深度放射性热流超过辐射作用损失的热时，就会逐渐积聚起来。经过一段地质时期，这里的玄武岩层温度达到熔点，体积随之膨胀，使上部硬壳遭受变形和断裂，甚至熔化形成岩浆。热量释放以后，玄武岩层冷却收缩，导致地球半径缩短，使地壳发生褶皱形成山脉。从聚热到散热是反复进行的，形成一个个放射性热旋回，在构造变动上形成一个个构造旋回。

另一种解释认为，地球最初是由冷的固态微粒组成的，由于微粒互相吸引收缩导致发热，温度增加到一定程度就会引起地球膨胀。地球在膨胀到一定程度后，由于热量消耗，又会发生收缩。在收缩的过程中又再次导致热量的产生，使地球又发生膨胀。如此反复进行，使地球呈现脉动状的收缩和膨胀。

在地球膨胀期内，地壳受到拉伸，产生大规模的隆起和凹陷、大型裂谷和岩浆活动。在地球收缩期内，地壳受到挤压，产生褶皱山系和岩浆活动。

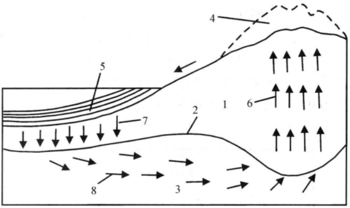
脉动说能够解释地壳运动的周期性，但它解释不了地壳运动的定向性和区域性。脉动说的支持者的主导思想，是主张以垂直运动为主导的。

3.2.1.1.4　均衡补偿说

均衡补偿说简称为"均衡说"，首先是英国的普拉特（J. H. Pratt）和爱里（G. B. Airy）于 1855 年提出了一般原理，后来又有人（如达顿（Dutton）于 1889 年）进行了补充和修改。他们的基本观点是：

较轻的硅铝层位于较重的硅镁层之上，按照阿基米德原理，地壳应处于均衡状态。在高山地区，地壳厚度大，莫霍面向下凹；在平原区和海洋区，地壳厚度小，莫霍面相对向上凸起，结果使莫霍面成为一个曲面。

由于地表高低不平，在外力地质作用下，山脉被侵蚀削低，质量减小，地壳发生上升运动；盆地和海洋接受沉积，质量增加，地壳发生下降运动。在地壳发生升、降运动的过程中，地壳下面的塑性地幔，发生缓慢的水平运动，进行补偿（图3–4）。



1. 地壳　2. 莫霍面　3. 塑性地幔　4. 高山遭受侵蚀

5. 盆地接受沉积　6. 地壳卸负上升　7. 地壳加负下降　8. 地幔补偿流动

图 3–4　均衡说机制示意图

这个假说，虽然可以解释地壳垂直运动的驱动力，但仍然无法解释大规模水平运动的驱动力。它实际上主张地壳升、降运动是不可逆的，地壳在重力作用下，下降的地区永远下降，上升的地区永远上升。这显然与实际情况不相符。

3.2.1.1.5　深层分异说

前苏联大地构造学家别洛乌索夫曾几次强调地球各圈层，特别是深层地幔物质的分异作用，是构造运动的根本原因。1975 年，他更为系统地提出了深层分异作用学说和地球演化的模式。认为上地幔物质受放射性热熔融发生重力分异，重的玄武质岩浆不断下沉，形成地壳凹陷，充填补偿沉积物；轻的花岗质岩浆不断上升，地壳上隆，岩浆底辟挤压周围沉积物形成山系。其逆向转化，即大陆硅铝壳遭受地幔重物质的贯入，使密度增加而下沉成为大洋盆地，称为大洋化或基性岩化。这也就是别洛乌索夫的地壳垂直振荡学说。

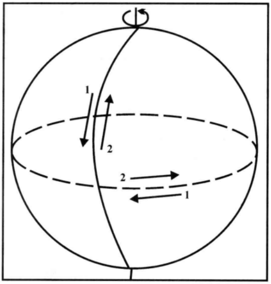
这一假说，基本上能够解释地槽凹陷深达数万米的部分补偿现象、洋底的年龄、洋底条带状磁异常的空间分布特征。但是，它完全忽视了洋底扩张和大陆漂移表现的大规模水平运动的事实，对热能的反复聚集和消耗也没有交代清楚。

3.2.1.1.6　地球自转速度变化说

地球自转速度变化说又称为“大陆车阀说”。1921 年，我国地质学家李四光，针对北半球自古生代以来海进、海退的南北差异现象，提出了自己的看法。他认为这可能是在漫长的地质时代里，地球自转速度反复发生时快时慢的结果。1926 年，

他又进一步提出，地球自转速度的变化，是海水运动和岩石变形等地球表面形象变化的主要原因，并提出了"大陆车阀"自动控制地球自转速度变化的学说。

该学说的基本观点是：推动地球表层物质，沿经向和纬向做平衡和不平衡水平运动的主要力量，是重力控制下的地球自转产生的惯性离心力。如果把地壳运动简单归结于地球的自转，而自转速度又保持不变的话，那么在几十亿年的过程中，地球的外形和表层内部物质结构，为了适应固有的重力和离心力联合作用的要求，必然会进行变形与调整，应该早已达到了平衡状态，地壳也就不会再发生运动。但实际情况并不是这样，地壳运动从来就没有停止过。因此，还必须考虑地球自转角速度的变化。在重力和离心力的联合作用下，地球自转加速时，地壳由两极向赤道、由东向西移动；地球自转减速时，地壳由赤道向两极、由西向东移动（图 3–5）。



1. 地球自转加速时地壳移动的方向　2. 地球自转减速时地壳移动的方向

图 3–5　地壳运动方向和地球自转速度变化关系示意图

地球自转速度的变化，是由大陆车阀造成的。所谓大陆车阀，即认为地球是个旋转体，自转速度不管如何变化，都必然遵守一条普遍的自然规律，即角动量守恒原理。

角动量=角速度×转动惯量=角速度×质量×旋转半径的平方=常数

从这个公式可以看出：地球的角动量和总质量是两个不变常数。地球自转的角速度和旋转半径是两个变量，一者发生变化，必然引起另一者发生变化。

地球失热时，体积均匀收缩，在重力作用下，较重物质向深部集中，就会使地球的旋转半径相对缩短，导致地球自转角速度增大。当地球角速度增大时，两极地壳向赤道移动引起全球性的地壳运动，而且导致地球深部的重物质向浅部运动、岩

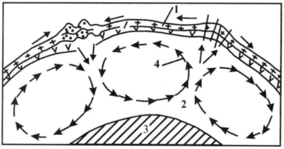
浆向浅部侵入或喷出地表。

由于这些原因，好像地球旋转半径加大，导致地球自转角速度减小。当地球自转角速度减小时，赤道地壳又向两极移动，地球浅部的重物质又向深部运动，好像地球旋转半径相对缩短，结果又导致自转角速度增大。这样，周而复始的变化，形成了自动的“大陆车阀”。

很明显，这个学说也是主张地壳运动是以水平运动为主导的。它问世以后，引起了国外许多地质和天文学工作者的重视，并进一步从地球内部物质的运动、天体演化等方面，来探索地球自转和自转角速度变化的规律和原因，以及地球自转和自转角速度变化对地壳构造应力场形成的影响。但是，这个学说也存在一些使人难以信服的问题，如地球自转角速度的变化，能不能产生这样大的力量推动庞大的地壳做如此雄伟的构造变动。

3.2.1.1.7　地幔对流说

地幔对流说是由荷兰地质学家米尼兹（V. Meinesz）在前人研究的基础上，根据海面重力资料的分析，于 1920 年提出来的。后来，又经过其他人的补充和修改。他们认为地幔是由硅镁质组成的，温度比地壳高，压力也很大，具有可塑性。它受到地核的加热和顶部的散热，产生缓慢对流，形成对流体。当地幔深部的上升流达到地幔顶部即岩石圈的下界面时，就分为两股方向相背的平流，经过一定的流程以后，与另一对平流相遇时，便一起转为下降流，回到地幔的深处，形成一个封闭的循环体系，称为对流圈。在地幔顶部的平流，带动着地壳缓慢地水平移动。在上升流开始分为两股方向相背的平流处地壳隆起，在张应力作用下发生大断裂和大规模水平运动，因而大陆地块也向两侧漂移。在下降流汇合的地方形成凹陷，两侧的大陆地块向这里聚合，并使凹陷区内的沉积岩层遭受挤压，产生强烈褶皱。当地幔上部的热流温度达到均一时，则对流停止，暂时形成稳定状态。过一段时期，地幔物质由于上部散热和底部加热，又产生温差，开始新的对流，形成新的地壳运动（图 3–6）。这种地幔对流，实际上就是地幔热对流。上、下部物质的密度差，是由化学成分基本相同的物质具有的温度差引起的。



1. 地壳　2. 地幔　3. 地核　4. 对流圈

图 3–6　地幔对流说机制示意图

后来，有人认为在地幔中可能还存在重力对流。地球内部各个圈层的密度是不相同的，地壳的密度最小，地核的密度最大，地幔的密度介于两者之间；同时，由于所处的物理、化学条件不同，岩石圈之下的软流层的黏滞性较小，地幔的黏滞性相对较大。在地幔与地核的边界部位，地幔中的重物质（铁、镍）沉入地核，使地核增长。地幔下部的硅、铝、钙和镁的氧化物含量相对增加，密度变小，向上浮升，引起重力对流，又称为化学—密度对流。在黏滞性大的地幔内部，是以重力垂向对流为主的。当重力垂向对流向上遇到黏滞性较小的软流层，向下遇到地幔和地核的界面时，便转为水平运动，形成对流体。地幔随着地核的增大而相对减薄，大型的对流体有可能分离成若干较小的对流体。在地幔重力对流作用下，同样产生地壳运动。

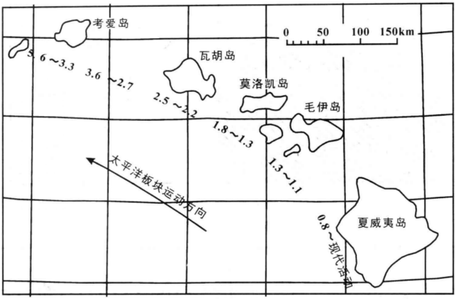
实际上，地幔热对流和地幔重力对流，是建立在同一基础上的。它们都是从地球内部物质的成分、密度、温度、压力方面论述地幔对流的可能性的。它们既解释了地壳水平运动和垂直运动的动力来源，又说明了地壳运动具有周期性的原因，故得到广泛的支持。

但是，人们对地球内部物质存在的形式，地幔对流是否存在、规模大小、发生的原因，却存在着不同意见和较多的疑问。现在尚没有找到足够的证据说明确实存在地幔对流。

3.2.1.1.8　热点—地幔柱说

在大洋中，绵延着一系列线状火山成因的海岭，称火山岛链。它们与代表板块边界的大洋中脊是不相同的。它们位于板块内部，无地震或很少地震，走向常与大洋中脊垂直或斜交，有时从大洋中脊一直延到大陆边缘附近，无中央裂谷，也不见横切的转换断层，地形上也不像大洋中脊那么崎岖。在太平洋中，这种线状火山成因的海岭最为发育。如夏威夷群岛就是一条典型的火山岛链，约有 210 多座海底火山，有的露出水面成为岛屿。夏威夷群岛火山岩的年龄，显示出由西北向东南逐渐变小的递变规律：考爱岛为 560 万年，瓦胡岛为 250 万年，莫洛凯岛为 180 万年，毛伊岛为 130 万年，夏威夷岛不超过 80 万年——岛上的基拉韦厄火山是目前仍在活动的活火山（图 3–7）。

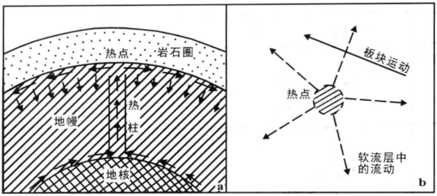
在夏威夷群岛的西北端，与其相接的天皇海岭，方向转为偏北，有海底火山 60 多座，全部没于水中。在天皇海岭与夏威夷群岛的转折处，火山岩的年龄约为 4 000 万年，转折端东南侧的中途岛火山岩的年龄为 2 000 万年。天皇海岭北端，靠近堪察加半岛东侧的明治海山上的最老沉积物，年龄为 7 000 万年。在太平洋中部还有几列海岭，如：土阿莫土群岛至莱恩群岛；由土布艾群岛，经瓦利斯和吉尔伯特群岛至马绍尔群岛。它们都与夏威夷群岛、天皇海岭平行地发生转折，火山岩的年龄也是由西北向东南逐渐变小。



说明：图中的数字为火山岩年龄，单位为百万年。

图 3-7 夏威夷群岛火山岩年龄向东南方向逐渐变新示意图

1963 年，加拿大的威尔逊（J. T. WilSon）根据大洋中这些海岭火山岩的年龄递变现象，提出热点假说。为了解释热点的生成，英国的摩根（W. J. Morgan）于 1971 年又提出地幔柱的概念，形成了热点—地幔柱假说。他们认为，在地幔深部存在着一些圆柱形的上升流，直径可达 200 千米甚至更大一些。它携带着地幔物质和热能直至地幔上层，于软流层和岩石圈的分界处形成了热点。所携带的地幔物质，在热点处四散外流，激起软流层的水平流动，从而驱动着岩石圈板块发生运动。但是，并没有形成补偿上升地幔柱的专门下降带，这可能是形成的反向流均匀地散布在地幔中造成的。如果热点处的岩石圈被烧穿，地幔柱的物质就会喷出地表，形成火山（图 3-8）。据最近资料，全球有 122 个热点（大洋中 53 个，大陆上 69 个）。美国黄石公园就是大陆上一个重要的热点，火山和温泉发育，地热流很高。于 1975 年前后，通过人工地震波观测，证实其深部确实存在一个圆柱状突起的异常地幔。热点—地幔柱在岩石圈以下的位置是不变的，岩石圈板块在移动过程中掠过热点的路线上，就有可能断断续续地形成一个个火山活动中心。例如：图 3-9（a）中的 V_1 点过去曾位于热点之上形成火山中心；图 3-9（b）中的 V_1、V_2 点，由于岩石圈板块的继续移动离开了热点，变成死火山中心，图 3-9（b）中的 V_3 点，现在正处于热点之上的地区，则为当代正在活动的火山中心。故还可以用热点—地幔柱假说，计算岩石圈板块运动的方向和速度。



a. 剖面图　b. 平面图

图 3–8　热点—地幔柱假说示意图

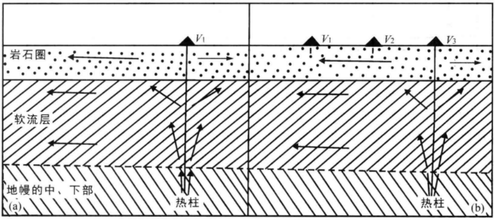


图 3–9　大洋火山岛链火山岩的年龄递变规律与热点、岩石圈板块运动的关系示意图

热点—地幔柱假说，为阐明火山成因的海岭成定向排列和年龄递变的原因、解释岩石圈板块内部的火山和构造活动、分析岩石圈板块运动的方向和速度开辟了新的途径。但是，热点—地幔柱假说也遇到了一些困难，热点—地幔柱的成因及其与地幔对流的关系尚不清楚。另外，有的火山成因的海岭的年龄测定值，与热点—地幔柱假说不完全符合。有人认为这是由于热点—地幔柱的位置并非绝对固定造成的，在一个较长的地质时期内位置会有一些不大的移动。总之，有关热点—地幔柱的本质和成因，尚待进一步研究。

3.2.1.1.9　大陆漂移说

大陆漂移说是由德国地球物理学家魏格纳（A. Wegener，1880—1930）于 1912 年提出来的。他的基本观点是：地壳最初形成时，是一层很薄的花岗岩质的硬壳，均衡地漂浮在玄武岩质的基础上。由于地球自转，产生自东向西的潮汐摩擦力和由两极向赤道方向的离心力，使地壳聚集起来构成比较厚的原始古大陆。这个古大陆

是由若干锯齿状的大小碎块镶在一起的，称为联合古大陆（泛大陆），其余部分成为一个统一的原始海洋（泛大洋）。这个过程一直到古生代末才完成。于2亿年前侏罗纪开始，在同样的作用下，大陆又开始分离，到第四纪初形成了现今海陆分布的轮廓。大陆在漂移过程中，前缘地带受到基底阻碍的地方，被挤压成褶皱山脉或岛弧群。

该学说的主导思想是，地壳运动是以大规模水平运动为主导的，它的驱动力来源于地球的自转和天体的潮汐力。反对派认为：该学说虽然可以解释中生代以来的褶皱变动和地壳水平运动，却解释不了古生代的褶皱变动和单纯的地壳垂直运动；并且根据当时所掌握的地震波速度资料，在莫霍面以下的地幔上层物质是固体的，大陆地壳不可能浮在上面发生漂移。地球自转和天体潮汐力也不可能产生这么大的驱动力，推动大陆地壳发生漂移。

3.2.1.1.10 洋底扩张说

洋底扩张说是20世纪60年代初才兴起的学说，它的创始人是美国海洋学家迪茨（R. Dietz）、地质学家赫斯（H. Hess）。他们在总结了地幔对流说和大陆漂移说的基础上，加上新获得的海洋地质和海洋地球物理资料，经综合分析后，于1961—1962年间提出了这个学说。

该学说的基本观点是，位于岩石圈之下的软流层，是由具有高温、高压、能够流动的基性物质组成的。它一次又一次地沿着洋脊的断裂上升涌出，推动着旧洋底向两侧扩张，并且形成新的洋底，使洋底面积不断扩大。在一些大洋区（如太平洋区），早形成的洋底岩石圈，还会沿着海沟的地方插入地下，回到软流层，造成物质的循环。大陆区和大洋区的岩石圈就像坐在传送带上一样，漂浮在软流层上，随着软流层一起移动。地壳就在这样的驱动力作用下运动着，在那些软弱地带产生强烈程度不一的构造变动。按照该学说的观点，地壳运动实质上是岩石圈运动（图3–10）。

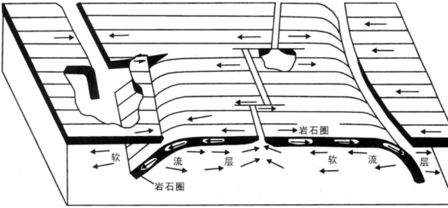


图 3–10 洋底扩张说原理示意图

很明显，该学说是主张以水平运动为主导的。多数人认为它对地壳运动驱动力的解释比较合理，证据比较充分。故该学说一经提出，就广泛地引起地质界的兴趣。但是，这个学说是建立在海洋地质和海洋地球物理资料基础上的，对大陆边缘构造变动的成因，解释得比较清楚，而对大陆区内部构造变动的成因，还得运用它的基本理论，积极开展实践，在实践中寻找答案。工作仅仅开始，尚待进一步深入研究。

关于地壳运动的驱动力问题，介绍了上述 10 种学说。概括起来，可以把它们归纳为固定论和活动论两大类。

所谓固定论，包括收缩说、膨胀说、脉动说、均衡说、深层分异说，它们都主张地壳运动是以垂直运动为主导的。大陆和大洋自从形成以来，在轮廓上和相对位置上，基本上都是固定不变的。海、陆的变迁，是地壳垂直运动造成的。大洋壳和大陆壳，不会在水平方向上发生大规模的移动。

所谓活动论，包括地幔对流说、热点—地幔柱说、大陆漂移说、洋底扩张说、大陆车阀说，它们都主张地壳运动是以水平运动为主导的。大陆和大洋，在轮廓上和相对位置上不是一成不变的，都曾经发生过大规模水平方向的变化。这种变化，是大洋壳、大陆壳在水平方向上发生大规模水平移动产生的。

强烈的地壳运动只是在某些地区和某些时代才发生，并且具有一定的方向性，这就是说，在某些时代由于某种区域大地构造动力的作用，使某些地区发生了地壳运动。因此，用形成全球性大地构造运动的动力模式来解释区域构造运动，显然是不可取的。10 种模式中，只有均衡说、深层分异说和热点—地幔柱说是区域构造运动的动力模式，但热点—地幔柱说的热点在软流层下面，对岩石圈的影响有多大，还需要探讨。

3.2.1.2　楔块动力——1 矛盾

作者认为，楔块运动的主要动力是作用于楔块之上的负荷重力和作用于楔块之下的岩浆浮力的均衡作用。

均衡说中的负荷重力作用导致地壳下降和深层分异说中的岩浆底辟作用导致地壳上升是客观存在的事实，且是一对作用方向相反的作用力。作者认为，重力—浮力均衡作用是导致区域地质构造运动的主要动力。

作用于楔块上的重力和浮力是一对矛盾的统一体，楔块在两种力的共同作用下发生运动和变化。当重力和浮力保持相对平衡或岩浆层重结晶变硬时，楔块保持相对稳定；当楔块顶部不断接受沉积作用，重力能克服浮力及阻力时，楔块向地心移动；当楔块顶部遭受剥蚀和搬运，浮力能克服重力和阻力时，楔块向地表运动。这就是重力和浮力的均衡作用。

重力的方向指向地心，由地心的引力引起；浮力的方向指向地表，由岩浆层的热能引起。

地球表层的物质，在地心引力下，从高处向低处迁移，使地球表面趋于球面；地球内部的物质，在浮力的作用下，从地球内部向外部迁移，使地球的表面高低不平。

岩浆是固体的岩石熔融后形成的。业已证明，地球的外核是流体相；下地幔是塑性体，上地幔的上部有一个软流圈（层），地壳中有低速层。岩浆层能够独立存在，至少能说明三个问题：

一是岩浆本身有很大的压力（向外就是浮力），能够与上覆的岩体重力抗衡；

二是岩浆层是固体岩石的大熔炉，进入岩浆层的固体岩石能变成液体；

三是生成岩浆是有一定条件的，不是在任何地方都能产生岩浆。

实验表明，岩石含水蒸气和其他气体时，熔点降低。在一定条件下，熔点降低的程度与气体的含量成反比，即含量越大，熔点越低。地下能聚集气体的构造就是圈闭。因此，在一定地温条件下，只有圈闭能生产出岩浆来。反过来，如果圈闭破裂，其中的气体大量逸出，原来已熔融的岩石会因熔点升高而重新结晶，变成固体。

楔块运动的最大特点是：正硬楔的下降能导致围岩的水平运动；正软楔的下降或倒楔的上升，能导致自身的褶皱运动。这样就把区域性地壳的水平运动和垂直运动有机联系起来。

重力—浮力均衡作用认为，地壳运动是以垂直运动为主导的，但不同于收缩说、膨胀说、脉动说，也不是简单的均衡说和深层分异说。楔块运动模式认为，大陆和大洋自形成以来，在轮廓上和相对位置上，是不断变化的；地壳升、降运动是可逆的，地壳在重力和浮力作用下，下降的地区可以上升；上升的地区也可以下降。楔块运动模式还认为，正硬楔运动造洋，与裂谷的拉张作用无关；正软楔运动造陆，与陆陆碰撞和板块的俯冲无关。楔块在底部消亡，在顶部增生，进行着地质大循环，与板块说的地幔对流模式中岩石增生和消减的方式是完全不同的。

3.2.2 楔块划分——2 类型

3.2.2.1 按照硬度划分

3.2.2.1.1 硬楔

硬楔指组成楔块的岩石是经过褶皱和变质的年龄较老的刚性沉积岩，或是主要由侵入岩、火山熔岩组成的致密岩石。其主要特征是：岩石可塑性差，相对于围岩不易变形。当硬楔运动时，楔块整体稳定陷落，挤压围岩发生褶皱、断裂及变质作

用；硬楔之上不断有沉积物堆积，形成层理平缓的沉积岩盖层。

3.2.2.1.2　软楔

软楔指组成楔块的岩石是时代较新且以陆源碎屑为主的、未变质或轻微变质的沉积岩。其主要特征是：岩石可塑性较强，相对于围岩易变形。当软楔运动时，楔块本身发生褶皱、断裂和变质，围岩则相对稳定。

硬楔和软楔不是一成不变的。在正硬楔运动过程中，楔块底部刚性岩石不断被熔融消减；楔块顶部形成的凹陷不断被碎屑物充填，形成塑性较大的岩石。楔块下部的岩石不断变薄，直至消亡；新形成的沉积物变成软楔，不断变厚。最后，原来的硬楔的位置就被体积增大的软楔代替，硬楔就变成了软楔。

当环境的温度发生变化时，硬楔也能转变成软楔。比如，倒楔是硬楔，但在岩浆的烘烤下塑性增大，能够形成横弯背斜，硬楔则变成了软楔。

3.2.2.2　按照形态划分

3.2.2.2.1　正楔

顶大底小的楔形断块为正楔块，简称正楔。一般来说，由于正楔顶部面积大，顶部沉积物堆积增加的负荷往往大于底部岩浆熔融减小的负荷重力，楔块由于重力大于岩浆的浮力而下降，形成地堑。

3.2.2.2.1.1　正硬楔运动造洋

硬是相对于围岩的软而言的。当正硬楔楔入时，楔块本身不易变形，稳定陷落；围岩则发生褶皱、断裂和变质作用。楔块顶部有沉积物不断堆积，形成新的负荷重力；楔块底部发生熔融作用，产生新的岩浆。新增加的负荷重力导致楔块重新运动，形成盆地。正硬楔的不断运动，最终能导致海侵，形成大洋。

正楔块的垂直运动能引起围岩的水平运动，致使洋盆不断加宽。比如，当边界断面倾角为45°的正硬楔块下降时，能引起围岩双倍距离以上的水平运动（等腰直角三角形的锐角为45°，直角边 a 和 b 相等。由于正楔块剖面的两边有两个直角三角形，一个垂直距离 b 对应两个水平距离 a，$s=x+2a=x+2b$）；当边界断面倾角为30°的正硬楔块做垂直运动时，能引起围岩1.15倍距离以上的水平运动（同理，$s=0.577b\times2+x\approx1.15b+x$）。因此楔块运动观点认为，地壳的水平运动是由楔块的垂直运动引起的。地壳以水平运动为主，还是以垂直运动为主？主要取决于楔块边界断层面倾角的大小（图3–11）。倾角小则以垂直运动为主；倾角大则以水平运动为主。

3.2.2.2.1.2　正软楔运动造陆

软是相对于围岩的硬而言的。当正软楔楔入时，楔块本身发生褶皱、增厚、断裂和变质作用。随着正软楔的不断运动，楔块因褶皱而成为山脉、高地，最终导致海退成为陆地。

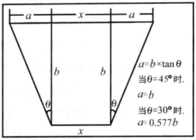


图 3–11 直角三角形两直角边长函数关系示意图

3.2.2.2.2 倒楔

两个正楔块之间的断块，为顶小底大的倒楔块，简称倒楔。由于倒楔底部面积大，顶部面积小，一般来说，顶部沉积物增加的量小于底部岩浆熔融减小的量，楔块由于重力小于浮力而上升，往往形成地垒或横弯背斜。

如果倒楔顶部有大量的物质沉积，重力负荷能使其发生逆行。倒楔逆行能导致“地台活化”。

3.2.3 楔块系统——3 层次

1922 年，美国鲍温（N. L. Bowen，1887—1956）在实验室观察了玄武岩熔浆的冷却结晶过程后，结合野外观察，得出了玄武岩岩浆造岩矿物的结晶顺序以及它们的共生组合关系，称为鲍温反应系列（图 3–12）。鲍温反应系列在一定程度上说明了岩浆中矿物结晶的顺序和共生组合规律。

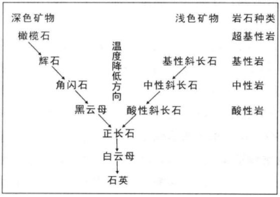


图 3–12 鲍温反应系列

反过来，当楔块运动到康拉德面深度时，储水的圈闭开始部分熔融。熔点较低的石英、云母、正长石等矿物相继熔融，生成酸性岩浆；熔点较高的角闪石、辉石、橄榄石、斜长石等矿物则与岩浆分离，成为玄武岩层。分离的难熔物质层因结

构致密、含水分少、熔点高，要在更高的温度下才能熔融。同理，莫霍面是玄武岩层和橄榄岩层的分界面。在这里，易熔的角闪石、辉石、基性斜长石等矿物熔融，生成基性岩浆，难熔的橄榄石等矿物则与岩浆分离，形成橄榄岩层。

莫霍面和康拉德面是地震波不连续面（有资料表明其存在高电导层现象，这种现象可由部分岩石熔融引起）。一般认为地震波的不连续现象是由岩石层密度的突变引起的。岩石在部分熔融过程中，熔点低的矿物（一般密度也小）熔融上浮，熔点高的矿物（一般密度也大）则下沉分离。伴随楔块底部岩块下沉和部分熔融作用的进行，必将发生难熔矿物和岩浆的重力分选作用，最终能形成密度突变的岩石界面。

如果把软流圈（层）为底界的正楔块看做一级楔块（岩石圈楔块）的话，那么随着一级楔块的运动，当上部含水圈闭深入莫霍面附近时，储层熔融生成基性为主的岩浆，可形成二级楔块（地壳楔块）系统；随着二级正楔的运动，当表层含油、气、水的圈闭深入到康拉德面附近时，储层熔融生成以酸性为主的岩浆，可形成三级楔块（上地壳楔块）系统。这样，岩石圈之上的楔块系统一般具有三个层次：

一级楔块全是硬楔；

三级楔块全是软楔；

二级楔块比较复杂，有的是硬楔，有的是软楔。

3.2.4 楔块形成——4 部曲

3.2.4.1 圈闭聚气

圈闭由储层和盖层组成，在储层中储藏有油、气、水。圈闭有地层圈闭、构造圈闭、复合圈闭等。

条条江河归大海，江河把泥沙带入大海。海洋中生活着大量的海生动植物，动植物死后部分被泥沙掩埋。沉积物不断深埋变化，形成了具有层理构造的泥质岩、砂质岩等；部分有机质变成了石油和天然气。泥质岩致密成层，具隔挡作用，成为盖层；砂质岩孔隙较大，渗透性好，成为储层；沉积物中的油、气、水经成岩过程中的压固脱水作用被挤压在具水平状的储层中圈闭起来，便形成地层圈闭油田，如延长油田等；伴随地质构造运动，沉积岩褶皱，形成背斜圈闭油田，如大庆油田等；随着构造运动的进一步发展，岩层断裂，储层的顶部可被错动的盖层封闭，形成断层圈闭油田，如克拉玛依油田等。沉积岩（包括火山沉积物）的新老地层重叠在一起，具有多旋回性，故形成的油、气、水组合具有多层位性，如四川盆地的油、气田已探明从震旦系到侏罗系有 10 套含油、气层系。

随着正楔的运动，圈闭能把水、气等流体从地表输送到地下深处。地下深处的

地温高，水和石油等液体随着温度的升高，相变成为气体，这样就实现了一个圈闭聚气的过程。

一个地区的沉积旋回往往达到数千米，有的可达数万米。如兴安地区上古生界平均厚度就大于 21 000 米。沉积岩褶皱后，地层发生倾斜，这时地层的厚度反映的是地层的视厚度。

地层视厚度与真厚度的关系是：

$$地层视厚度=地层真厚度/\cos\alpha$$

α 为地层倾角。

从公式可以看出，当地层倾角为 0°时，地层的视厚度就是地层的真厚度；当地层倾角为 45°时，地层的视厚度是地层真厚度的 1.4 倍；当地层倾角为 60°时，地层的视厚度是地层真厚度的 2 倍。因此在褶皱地区，地层的视厚度比地层的真厚度大得多。一套万余米的地层褶皱后，其下界可埋深在 2 万~3 万米的地下，地层中的油气水也可被携带在 2 万~3 万米的地下，即 20~30 千米的深处。

研究表明，地球表层的大气和水主要来自火山的喷气。那么，地下深处的圈闭构造就是阻挡地下流体流出地表的一道道屏障。由此作者认为，地下深处的大型圈闭也是流体物质的积聚地域。

3.2.4.2 生成岩浆

特指地下深处圈闭内部的岩石熔融生成岩浆的过程。

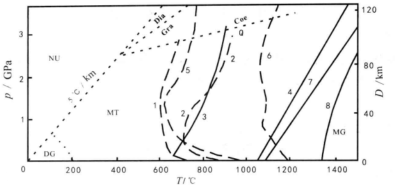
圈闭中富集的水、二氧化碳等气体能导致岩石的熔点降低。

高温岩石熔融实验业已证明，在一定压力和过量水条件下，白云母花岗岩在 600 ℃左右，拉斑玄武岩在 700 ℃左右能部分熔融形成岩浆。600 ℃的地温在康拉德面深度（地下 20 km 左右）便可达到；含有饱和水的拉斑玄武岩在莫霍面深度（地下 40 km 以内，地温 1 100 ℃）可完全熔融（图 3–13）。

硬砂岩（原岩为砂岩、粉砂岩及少量页岩）形成的副片麻岩，在 $p_{水}$=2 GPa 的条件下，当 T=685±10 ℃时，开始熔融，至 770 ℃时，熔浆数量达 80%；由黏土岩、泥岩形成的副片麻岩，在 $p_{水}$=2 GPa 的条件下，当 T=700~720 ℃时开始熔融，至 810 ℃时，熔浆数量达 80%。可见在同等条件下，泥质岩的起始熔点比砂质岩高。

熔融实验还表明，含水量低的系统比含水量高的系统起始熔点高；干系统比含水系统的起始熔点高得多（图 3–14）。

圈闭构造的盖层一般由泥质等致密岩石组成，在压固脱水和变质脱水的成岩过程中，盖层中的水分被挤进砂岩等储层的孔隙中，故盖层可视为干系统或含少量水的湿系统，盖层岩石的熔点应比储层岩石的熔点高。因此在圈闭构造中，储层是产生岩浆的地方。



1~8.试验确定的白云母花岗岩（1~4）和拉斑玄武岩（5~8）的熔融间隔；实线表示无水添加条件，虚线表示过量水条件；这样，对于白云母花岗岩，过量水条件下的固相线和液相线分别为 1、2，无水添加条件下的固相线和液相线分别为 3、4；对于拉斑玄武岩，过量水条件下的固相线和液相线分别为 5、6，无水添加条件下的固相线和液相线分别为 7、8　DG. 成岩作用条件　MG. 岩浆作用条件　MT. 变质作用条件　NU.自然界未知的条件　变质作用条件（MT）与岩浆作用条件（MG）间有一个范围广大的 $p—T$ 过渡区，在熔融曲线 1~8 之间

图 3-13　岩浆岩熔融作用温压范围

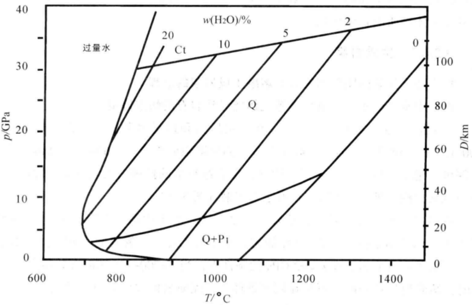


图 3-14　H_2O—流纹岩液相线

作者认为，除正常的地热变化（深度增加 100 m，平均地温增加 3 ℃）外，地下热异常区的形成可能与石油的化学热效应相关联。石油裂解实验表明，在没有氧气的条件下，加热到 450 ℃以上时，石油分子中的 C—C 键、C—H 键断裂，生成相对分子质量较小的烷烃、烯烃和氢气等。当系统温度超过 800 ℃时，甲烷与水反应，生成二氧化碳和氢气。

$CH_4+H_2O \rightarrow CO+3H_2-206.1$ kJ/mol

$CO+H_2O \rightarrow CO_2+H_2+41.2$ kJ/mol

在大于 300 ℃（加氢裂化反应的最佳温度为 300~425 ℃）时，氢气与油成气（不饱和的气体烃及烃的衍生物）反应，放出热量。例如：

乙烯$+H_2 \rightarrow$乙烷+137.2 kJ/mol

丙烯$+H_2 \rightarrow$丙烷+128 kJ/mol

环己烯$+H_2 \rightarrow$环己烷+119 kJ/mol

苯$+3H_2 \rightarrow$环己烷+ 208 kJ/mol

加氢反应全是放热反应，最终的产物主要是甲烷。甲烷很稳定，在大于 800 ℃时，甲烷才与水反应，最终生成二氧化碳和氢气。另外，石油热裂反应和加氢反应是一个连锁反应，由于加氢反应的放热效应大于热裂反应的吸热效应，圈闭构造单元积累热量使系统升温，形成热异常区。

一般来说，在地下 3 km 以内能找到石油。3 km 以下的石油去哪里了？变成了油成气。油成气和氢气在不太高的温度下（10 km 以下）能发生加氢裂化反应，放出热量，生成甲烷。在造山带的油气圈闭区域，地下 15~20 km 的深处（康拉德面附近），地温可大于 750 ℃。甲烷在高温环境下吸收热量，与水蒸气反应生成氢气和二氧化碳。氢气在上侵的过程中遇油成气可发生加氢反应，形成甲烷。这样在地壳深处石油的化学热效应形成了热异常区（图 3-15）。在热异常区的背斜构造中（地下 15~20 km，温度大于 750 ℃），深熔岩浆首先形成于储层中，岩性主要是长英质，背斜构造的核部变成了深熔岩浆房。因此作者认为，在花岗岩层底部的圈闭中生成熔融酸性岩浆是完全可能的（图 3-15）。依此类推，在玄武岩层底部生成基性岩浆也是完全可能的。

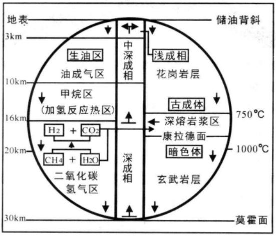


图 3-15　地壳热异常区岩浆生成机制示意图

3.2.4.3 底辟隐爆

特指岩浆底辟和隐蔽爆破作用形成放射状裂隙系统的过程。

底辟和隐爆是岩浆膨胀的两种过程。前者是缓慢过程，后者是急骤过程。当圈闭中有大量的岩浆生成，且挥发组分不断聚集时，岩浆通过底辟作用能使盖层上拱形成横弯背斜，进而形成放射状裂隙系统及断裂；圈闭能通过隐爆作用破坏盖层，形成放射状裂隙系统。

3.2.4.3.1 岩浆底辟

底辟作用原指地下岩盐、石膏、黏土等黏性易流动的物质，在构造力或浮力的作用下，向上流动，以至刺穿或部分刺穿上覆岩层，使上覆岩层拱起的过程，这里的易流动物质特指岩浆，故名岩浆底辟。底辟上升和底辟侵位是连续的过程。岩浆加热顶部围岩使其黏度降低，自身则因浮力上升，迫使围岩发生倾斜，并占据其腾出的空间。底辟侵位的主要驱动力是岩浆的浮力和热动力。岩浆发生底辟上升后，常常以气球膨胀的方式连续侵位。上升的岩浆因温度降低而黏度增大，上升速度减缓，最后遭到阻挡而停止上升（图 3–16）。

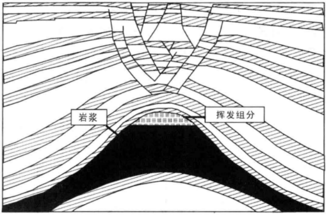


图 3–16 岩浆底辟引起上覆岩层顶部断层的模拟示意图

3.2.4.3.2 圈闭隐爆

适于油、气、水聚集的场所，叫做圈闭构造。狭义的隐爆是指在岩浆顶部岩层压力大于岩浆爆破应力条件下，发生在地下浅部的隐蔽爆破作用；广义的隐爆泛指地下流体的变化对围岩的压裂和爆裂作用。

圈闭隐爆的过程与汽车轮胎的爆裂过程类似。汽车轮胎爆与不爆，取决于轮胎的承压强度和内外压强变化。轮胎内部的气体压强是随着汽车负荷的增加而增大的，负荷压强和气体压强保持着动态平衡。如果负荷压强或气体压强超过了轮胎的承压强度；或者轮胎遭受意外切割削弱了其承压强度，轮胎会发生爆裂。

岩浆底辟在围岩中产生裂隙，就等于削弱了盖层的承压强度。

在圈闭构造内的储层体积和流体物质相对稳定的情况下，流体增压的途径主要有两个：

一是流体不断升温，增加分子的活性；

二是不断产生新物质，使流体的分子数不断增加。

当内压超过了盖层的承压强度时，圈闭便发生隐爆。

圈闭是相对封闭的系统。希塔罗夫研究认为，随着流体不断汇聚，在封闭条件下水会产生强大的压强。在深 1 100 m 处，温度为 400 ℃时，水的压强达 300×10^5 Pa；当温度为 700 ℃时，压强可达 1 300×10^5 Pa。

表 3-1 几种岩石在干、湿条件下的抗压强度表

岩石名称	干燥状态下的抗压强度 /MPa	潮湿状态下的抗压强度 /MPa	强度降低率 /%
花岗岩	193~213	162~170	16~20
闪长岩	123	108	21.8
煌斑岩	183	143	12
石灰岩	150	118.5	21
砾岩	85.6	54.8	36
砂岩	87.1	53.1	39
页岩	52.2	20.4	60

自地表向下，压强大致以 0.029 GPa/km 的速率随深度的增加而增加，0.13 GPa 的压强相当于地下 5 km 厚岩石的负荷压强。表 3-1 是几种岩石在干、湿条件下的抗压强度表，可以看出，大部分岩石在 130 MPa 的高压下会被压裂。高压气体在超过岩石的破裂压强条件下，可在地层中形成辐射状的裂缝体系，导致流体释放。

Hubbert 等提出的流体致裂理论认为：岩石中存在许多封闭的破裂、节理。破裂和节理部分切过孔隙，这些间隙范围内岩石的强度系数可能接近于 0；要保持间隙区内岩石不发生破裂，孔隙内的流体压强必须低于最小应力，一旦流体压强高于该最小应力值，在破裂的尖端将出现张应力集中，破裂迅速地扩展和生长。当流体的压强不断增加时，流体将会发生爆炸，形成爆发角砾岩或侵入角砾岩，其成因模式有流化作用、岩浆汽化爆破、能量释放导致的爆破和流体温压双重致裂等。

褶皱在形成时由于地层的滑动能产生虚脱构造，层与层之间有滑动裂隙和空穴，岩石不是整体一块。由于拱形构造的屏蔽作用，盖层的负荷压力主要集中在翼部（相当于楼房承重墙的受力情况）。由于褶皱轴部的滑脱构造是串珠状的（相当于楼房有多个层位），串珠状的空穴是构造薄弱部位。地壳深处的一个圈闭中的水在高温中汽化后产生的压力，虽不足于掀翻上覆岩石，但足以爆破一个构造薄弱层，如爆破一个具有滑脱构造盖层，形成隐爆角砾岩。隐爆形成的裂隙与底辟形成

的裂隙方向是一致的，能互相贯通（图 3–17）。

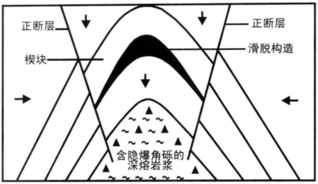


图 3–17　楔块形成示意图

3.2.4.4　断块拆沉

特指由于岩块较之熔融岩浆层温度低、密度大，从而产生重力不稳；或由于密度较大的岩块覆于密度较小的岩浆层之上造成对流，导致岩块沿合适的断裂沉陷于岩浆层中，并使岩块减薄的过程。底辟、隐爆作用能形成放射状断裂。当富含挥发分的岩浆沿断裂侵入（对流）时，将导致岩块拆沉。沿放射状断裂拆沉的楔形岩块就是楔块（图 3–17）。

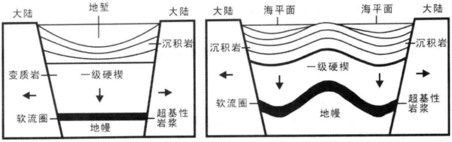
3.2.5　楔块旋回——5 阶段

3.2.5.1　硬楔运动阶段

在地球演化的早期，基性岩浆活动频繁，地壳主要由玄武岩层组成。软流层之上的岩石圈的某一区域经圈闭聚气—生成岩浆—底辟隐爆—断块拆沉四部曲作用，形成了正硬楔。

正硬楔运动形成地堑。水往低处流，携带的碎屑物在构造盆地大量堆积，导致负荷重力不断增加。伴随楔块底部基性—超基性岩浆的侵入活动，楔块不断下降，最终导致海水侵入，形成洋盆（图 3–18–A）。

在正硬楔运动过程中，其底部的岩层进入岩浆层后被熔融消减，形成新岩浆；其顶部的沉积物依次下移固结成岩，成为新楔块。正硬楔在楔入过程中，其顶面积和底面积是不断扩大的，楔块在横向上不断加宽，导致海域不断扩展。由于沉积物主要来自大陆，且主要堆积在海盆边部，在重力—浮力均衡作用下，楔块发生弯曲，盆地的中部缓慢升起，成为隆起带；盆地的边部沉降加快，形成凹陷带（图 3–18–B）。

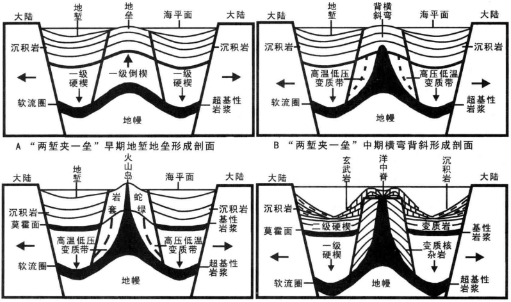


A 硬楔运动前期构造盆地剖面　　B 硬楔运动后期构造盆地剖面

图 3-18　硬楔运动阶段岩石圈运动剖面示意图

3.2.5.2　软硬楔运动阶段

由于来自大陆的沉积物主要堆积在海洋边缘，伴随重力负荷的不断增加，楔块在海洋边缘分裂成新的地堑，夹在两堑之间的倒楔成为地垒。由原来的“一堑”演变成“两堑夹一垒”楔块系统（图 3-19）。由于地垒在岩浆底辟的作用下，可塑性增强，变成软楔，楔块运动便进入软硬楔运动阶段。软硬楔运动阶段可划分为“两堑夹一垒”、“四堑夹三垒”两个阶（在这里，阶段、阶、段是楔块运动系统演化的三个层次）。



A “两堑夹一垒”早期地堑地垒形成剖面　　B “两堑夹一垒”中期横弯背斜形成剖面

C “两堑夹一垒”晚期火山岛链形成剖面　　D “两堑夹一垒”末期大洋中脊形成剖面

图 3-19　软硬楔运动阶段“两堑夹一垒”期岩石圈运动剖面示意图

3.2.5.2.1　“两堑夹一垒”阶

楔块运动进入“两堑夹一垒”阶，“两堑夹一垒”中正楔下降运动，其演变过程与硬楔运动阶段相同，不断凹陷，形成新的洋盆；倒楔做上升运动，形成地垒、

横弯背斜、火山岛链和大洋中脊 4 个发展段。

3.2.5.2.1.1　地垒段

倒楔位于楔块中部，在基性—超基性岩浆底辟作用下，不断上升，形成地垒，岩层的产状变化不大（图 3–19–A）。

3.2.5.2.1.2　横弯背斜段

地垒在岩浆的底辟作用下，发生弯曲抬升，形成横弯背斜，遭受剥蚀。横弯背斜的典型特征是：核部出露老地层，两翼出露新地层，基性—超基性岩浆的侵入作用显著。在侵入体附近的围岩，发生高温低压变质作用，可形成高温低压变质带；在倒楔的边界部位，发生高压低温变质作用，可形成高压低温变质带（图 3–19–B）。

3.2.5.2.1.3　火山岛链段

随着岩浆底辟作用的不断加强，横弯背斜核部的老地层大部分被岩浆熔融同化，岩浆在横弯背斜的薄弱地段（顶部）喷出，形成火山岛链。背斜两翼的岩层倾角变小，沿接触带被不断熔融，在侵入体两侧形成沉积岩楔。火山岛链段的典型特征是：核部出露的老地层不断被削减，两翼残余原沉积岩楔，地表中部火山岩发育。

与此同时，随着正楔的不断沉降，当楔块中的含水圈闭下沉到地下 35 km 左右的深度时，按照 30 ℃/ km 的地热增温率，地温可达到 1 000 ℃左右，含水的玄武岩层发生熔融作用，生成中性—基性岩浆层，在一级正楔块的纵向上分裂出二级正楔块。双层岩浆层的熔融作用，导致楔块的下降速度加快，断陷盆地不断加宽加深（图 3–19–C）。

3.2.5.2.1.4　大洋中脊段

岩浆沿一级倒楔中间的张性断裂大量喷溢，形成洋中脊。在原横弯背斜的顶部不断有基性—超基性熔岩被形成，在倒楔的两侧呈对称分布。流入正楔的熔岩被冷凝成岩，一层层叠加起来，成为洋壳的一部分。大洋中脊段的典型特征是：基性熔岩被发育。老的熔岩被铺在下面，新的熔岩被盖在上面。在洋脊两侧，叠加的熔岩被在边部形成阶步，离洋脊越远，熔岩被的年龄越老；离洋脊越近，熔岩被的年龄越新（图 3–19–D）。

3.2.5.2.2　“四堑夹三垒”阶

伴随正硬楔的快速运动，洋盆不断加宽，导致了沉积物的不均匀分布。对倒楔两侧的正楔来说，靠近大陆的边部，有大量陆源碎屑沉积，负荷不断增加；靠近洋脊的边部，有大量熔岩堆积，负荷不断增加。正楔边部的堆积物越来越厚，而正楔中部的沉积物则越来越少。在重力—浮力的均衡作用下，二级正楔在横向上分裂成次级“两堑夹一垒”组合。这样，两个次级“两堑夹一垒”和中间的一级倒楔一起，就形成了“四堑夹三垒”楔块系统，楔块运动便进入“四堑夹三垒”阶。

在“四堑夹三垒”阶中，对于二级“两堑夹一垒”组合，靠近大陆的正楔之

上，主要沉积的是陆源碎屑物质，补充的楔块是软楔。靠近洋中脊的正楔之上，主要堆积的是火山熔岩，补充的楔块是硬楔。

在“四堑夹三垒”阶中，对于二级“两堑夹一垒”组合，正楔下降运动，其演变过程与硬楔运动阶段相同，致使洋盆不断扩大。倒楔上升运动，形成地垒、横弯背斜、岛弧和洋脊四个发展段。

3.2.5.2.2.1 地垒段

二级倒楔夹在二级正楔的中间，在中性—基性岩浆底辟作用下，不断上升，形成地垒，岩层的产状变化不大（图 3–20–A）。

3.2.5.2.2.2 横弯背斜段

地垒在岩浆的底辟作用下，发生弯曲抬升，形成横弯背斜，遭受剥蚀。横弯背斜的典型特征是：核部出露老地层，两翼出露新地层，中性—基性岩浆的侵入作用显著。在侵入体附近的围岩，发生高温低压变质作用，可形成高温低压变质带；在二级倒楔的边界部位，发生高压低温变质作用，可形成高压低温变质带（图 3–20–B）。

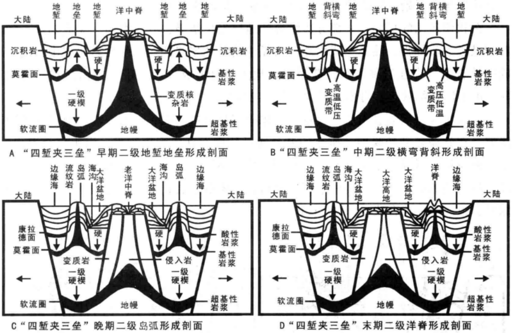


图 3–20 软硬楔运动阶段“四堑夹三垒”期岩石圈运动剖面示意图

3.2.5.2.2.3 岛弧段

随着岩浆底辟作用的不断加强，横弯背斜核部的老地层大部分被岩浆熔融同化，岩浆在横弯背斜的薄弱地段（顶部）喷出，形成岛弧。背斜两翼的岩层倾角变

陡，沿接触带被不断熔融，在侵入体两侧形成沉积岩楔。岛弧段的典型特征是：核部出露的老地层不断被削减，两翼残余原沉积岩楔，地表中部中基性火山岩发育。

与此同时，在洋盆边缘，随着正楔的不断沉降，当楔块上部地层下沉到地下 20 km 左右的深度时，按照 30 ℃/ km 的地热增温率，地温可达到 600 ℃左右，此时饱含水的花岗岩层开始熔融，生成酸性岩浆层，在二级正楔块的纵向上分裂出三级正楔块。酸性岩浆沿边界断层可喷出地表，形成流纹岩（图 3–19–C）。

3.2.5.2.2.4　洋脊段

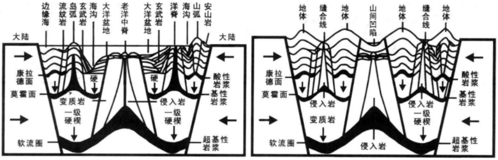
岩浆沿二级倒楔中间的张性断裂大量喷溢，形成洋脊。在原横弯背斜的顶部不断有中基性熔岩被形成，在倒楔的两侧呈对称分布。流入正楔的熔岩被冷凝成岩，一层层叠加起来。洋脊段的典型特征是：中基性熔岩被发育，老的熔岩被铺在下面，新的熔岩被盖在上面。在洋脊两侧，叠加的熔岩被在边部形成阶步，离洋脊越远，熔岩被的年龄越老；离洋脊越近，熔岩被的年龄越新，如东太平洋中隆（图 3–20–D）。

3.2.5.3　软楔运动阶段

组成三级楔块的岩石主要是陆源碎屑物，是软楔。正软楔运动造陆，造陆运动一般从边缘海开始，标志着大规模的海陆变迁运动的开始。

在软楔运动的早期，一部分边缘海的地层发生褶皱，升出海面，变成陆地。随着褶皱进一步加强，陆地变成山弧。山弧中的基性岩浆能侵入酸性岩浆层中，混合成中性岩浆。中性岩浆沿张性断裂喷出地表，可形成安山岩带。在山弧和洋脊之间，由于沉积物缺乏，可形成海沟（图 3–21–A）。

老的边缘海褶皱成山后，大量的陆源碎屑物跨过岛弧，进入海沟，形成新的边缘海。在软楔运动的晚期，所有的海盆通过软楔运动成为褶皱带，海水完全退出。通过软楔运动形成的褶皱带，是由不同时代的不同岩石形成的褶皱拼接而成的。因此，是典型的地体。在海沟中堆积的碎屑，形成混杂岩；地表出露的倒楔，是由蛇绿岩套组成的地缝合线（图 3–21–B）。



A 软楔运动早期海沟—山弧形成剖面　　B 软楔运动晚期褶皱带(地体)形成剖面

图 3–21　软楔运动阶段岩石圈运动剖面示意图

3.2.5.4 削高补低阶段

海洋完全封闭后，由于没有外部物质的流入，楔块整体的负荷重力不再增加，地壳进入相对稳定状态。此时的楔块运动进入削高补低阶段。

年轻的山脉不断被风化剥蚀，是物质的源区；老的横弯背斜，即倒楔所在地是物质的汇区。大量的碎屑物通过流水搬运在倒楔的顶部及其周围，形成双层结构。地槽从此转变成地台。

3.2.5.5 倒楔逆行阶段

经过长时间的削高补低运动后，倒楔顶部的沉积物不断变厚，负荷重力不断增大，在重力—浮力均衡作用下，倒楔发生逆行，楔块运动便进入倒楔逆行阶段。

倒楔顶小底大，阻力小，一旦逆行，则能够快速发展，形成新的沉降中心。

倒楔逆行阶段的早期，形成山前凹陷。倒楔的逆行，使倒楔两侧的岩石悬空，易产生张裂下滑，形成阶梯状断层组，凹陷的范围不断扩大（图 3-22-A）。

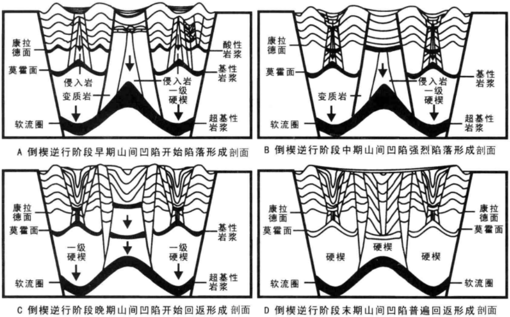


图 3-22 倒楔逆行阶段岩石圈运动剖面示意图

倒楔逆行阶段的中期，无论是一级倒楔，还是二级倒楔，上部含饱和水的圈闭运行到康拉德面深度时能生成酸性岩浆层，一级倒楔在莫霍面附近还可能产生基性岩浆层。多层岩浆的熔融作用，能导致山间盆地强烈陷落，部分凹陷可能低于海平面，导致海侵，并伴随酸性、基性或中性（二级倒楔中基性岩浆与酸性岩浆混合，形成中性岩浆）岩浆的侵入活动（图 3-22-B）。

倒楔逆行阶段的晚期，凹陷开始回返。酸性岩浆层之上形成的是三级软楔，软楔运动造山（图 3–22–C）。

倒楔逆行阶段的末期，凹陷普遍回返。随着凹陷岩层的褶皱升起，地壳趋于稳定（图 3–22–D）。

楔块运动经历 5 个运动阶段后，侵入岩体把褶皱带粘贴成一个整体，楔块系统从相对活动到相对稳定的大地构造运动旋回就完成了。

3.3 基本证据

除槽台学说和板块学说中反映的大量事实外，还有以下基本证据支持楔块运动观点。

3.3.1 楔块形成的力学证据

3.3.1.1 应力分析

在力学研究中，把作用于物体单位面积上的附加内力称为应力。它表示内力的大小，其单位为 kg/cm^2。

有了应力的概念后，我们可以分析物体（包括岩石）受力后，在其内部存在的应力状态问题。所谓应力状态，就是物体受力后，物体内部某一点的各个截面上的应力情况。通过对应力状态进行分析，来揭示岩石受应力作用而形成的各种地质构造的内在联系。这里所讨论的应力状态，是根据弹性力学理论，以弹性的、微量的均匀变形为前提的，即讨论物体受力后，其内部各点的应力状态都是一样的，仅是通过该点沿各个方向的截面上的应力状况不同而已。由此可见，单元体的取法不同，单元体各面上的应力状况也就不同（图 3–23）。

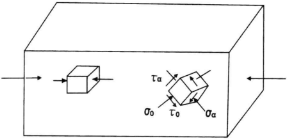
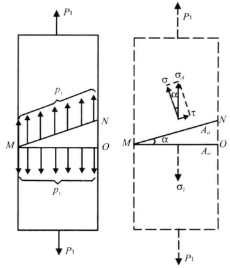


图 3–23　简单压缩情况下不同单元体的应力状态



A——合应力　σ1——主应力　σ——正应力　τ——剪应力

图 3-24　单轴应力状态

对受力物体内某一点来说，已知某些截面上的应力就能求出其他截面上的应力。一般包含该点截取一单元体，通常单元体各面上将同时有正应力（σ）和剪应力(τ) 作用，当单元体很小时，单元体各面上的应力情况可以代表通过该点的三个互相垂直的截面上的应力情况状况，其他截面的应力也可以据此求出，该点的应力状态也就可以完全确定。

如图 3-24 所示，当一个物体受到一个方向的拉力作用时，变形物体内这时只有一个方向的正应力存在，其他两个互相垂直的应力应等于 0。这样的变形物体就是处于单轴应力状态。

在单轴应力状态下，设作用于物体上的外力为 P_1，内力为 p_1（左），那么，垂直于作用力的截面上的正应力为：

$\sigma_1=p_1/A_0$

截面 A_0 上只有正应力，而无剪应力，这种正应力称为主应力 σ_1，它所作用的截面 A_0 称为主应力面或主平面。在与作用力 P_1 相斜交的截面上，设 σ 为正应力，τ 为剪应力，其合应力 σ_A 是：

$\sigma_A= p_1/(A_a\sigma)$

斜截面 A_a 与主平面 A_0 相交于角 α，此角亦等于斜截面的法线与合应力或主应力方向相交的角度。由此，可以证明任意截面上主应力与正应力和剪应力的关系为：

$$\sigma=\sigma_1\cos^2\alpha \quad ①$$

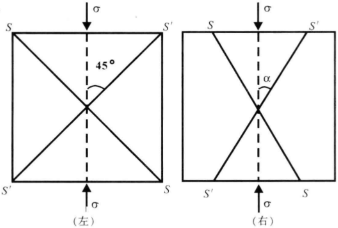
$$\tau=\frac{1}{2}\sigma_1\sin^2a \quad ②$$

根据①、②式，在单向拉张情况下的弹性均匀微量变形中，正应力、主应力与剪应力之间的关系，具有如下特点：

(1) 上述公式，在拉张和挤压变形情况下都适用，只是张应力在公式中为正号(+)，压应力为负号 (-)。

(2) 从①式中看出，当 σ=0°时，$\cos^2\alpha=1$，则 $\sigma=\sigma_1$；当 α 取 0°至 90°之间的其他数值时，$\cos^2\alpha<1$，则 $\sigma<\sigma_1$。故最大正应力（即主应力）作用在与拉张（或挤压）力方向垂直的截面上。

(3) 从②式中看出，当 α=0°时，$\sin^2\alpha=0$，则 $\tau=0$，即与拉张方向垂直的截面（A_0）上无剪应力，当 α=45°时，$\sin^2\alpha=1$，则 $\tau=1/2\ \sigma_1$，当 α 大于或小于 45°时，$\sin2\alpha<1$，故最大剪应力作用于与拉张或挤压方向成 45°交角的截面上，这个面称为最大剪切面。最大剪切面是成对出现的，称共轭剪切面。在理论上它们是互相垂直的，而与主应力轴成 45°角。根据剪应力互等定律，共轭剪切面上的剪应力绝对数值相等，符号相反（图 3-25 左）。



（左）理论值，剪裂面与主压应力 σ 成 45°；

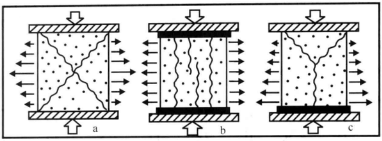
（右）实验和野外观察，剪裂面与 σ 的夹角 α<45°

图 3-25 岩石在压缩时产生的一对剪裂面

(4) 当 α=90°时，从①和②式可知，$\sigma=0$，$\tau=0$，即在平行于作用力的截面上既无正应力也无剪应力。

3.3.1.2 压裂实验

有关岩石力学性质的多数资料是通过岩石力学实验获得的。实验装置主要为可控制温度和围压的三轴压力机（图 3-26）。断裂是岩石受力变形达到破裂阶段的产物。实验表明，断裂大体可分孕育和发展两个阶段。



a. 压力机两端与标本直接接触 b. 标本的两端加有铅皮 c. 标本的一端加有铅皮

说明：纵向箭头表示所加的单向压力，侧向箭头及其相对长度表示诱导产生的侧向张应力及其相对大小。

图 3–26 岩石标本在压力机上由于边界条件不同所产生的破裂特点示意图

3.3.1.2.1 断裂孕育阶段

断裂孕育阶段又称为应力积累期或断裂酝酿期，属塑性变形阶段。在构造应力作用下，岩石受力超过屈服点，先引起塑性变形，沿着矿物颗粒之间或晶体内部的软弱面发生剪切位移滑动，形成吕德氏纹。它们常常呈 X 形共轭交叉网状分布，组成一种潜在的剪切断裂网络，并常表现为一组比另一组更发育。

3.3.1.2.2 断裂发展阶段

断裂发展阶段又称为应力释放期或破裂期，属脆性变形阶段。当构造应力继续增大，形变进一步发展，剪应力超过岩石抗剪强度时，就会在吕德氏纹的基础上，形成一对 X 形共轭交叉断裂系。同样，由于岩石的力学性质和受力状态不均一，断裂也常是一组比另一组更发育。从理论上讲，最大剪应力与最大主压应力的夹角应为 45°，但由于实际上岩石内部存在内摩擦力，故其夹角常小于 45°（图 3–25 右）。

当应力超过一定值时，岩石就会以某种方式破坏，发生断裂变形，这时的应力值称为岩石的极限强度，简称强度。同一岩石的强度在不同方式的力的作用下差别很大，表 3–2 列出了常温、常压下一些岩石的强度，岩石的抗压强度远大于抗拉强度。

表 3–2 常温常压下一些岩石的极限强度表

岩 石	抗压强度/MPa	抗拉强度/MPa	抗剪强度/MPa
花岗岩	148（37~379）	3~5	15~30
大理岩	102（31~262）	3~9	10~30
石灰岩	96（6~360）	3~6	10~20
砂岩	74（11~252）	1~3	5~15
玄武岩	275（200~350）	—	10
页岩	20~80	—	2

根据岩石的应力分析和强度极限实验结果，在一组挤压力的作用下，岩石一般首先形成“X”剪裂隙组，然后再形成跟踪张裂隙。“X”剪裂可进一步发展成正断层组（图 3–27）。

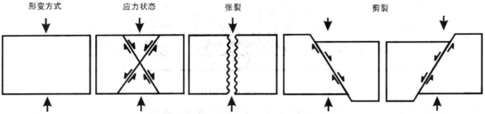


图 3–27 张裂和剪裂的形成与应力—变形的关系

3.3.1.3 形成楔块

作者认为，楔块是在重力—浮力均衡作用下形成的。重力和浮力就是地壳在垂向上的一对挤压力。根据岩石受力分析和标本实验的结果，地壳在垂向挤压力的作用下，首先形成高角度的共轭正断层组，如果其中一对共轭正断层的共同上盘运动，则形成正楔；如果其中一对共轭正断层的共同下盘运动，则形成倒楔（图 3–28）。因此，在有重力—浮力均衡作用的地区，地壳运动的基本形式应是楔块运动。

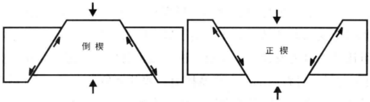


图 3–28 垂向挤压力作用下两组剪裂活动形成正楔—倒楔剖面示意图

3.3.2 楔块存在和运动的证据

除板块运动外，在断块说、地体、镶嵌构造和伸展构造的研究成果中，不难发现关于楔块和楔块运动的证据。

3.3.2.1 断块构造中有楔块

3.3.2.1.1 概述

断块学说是我国地质学家张文佑于 20 世纪 50 年代末建立的。他在继承和批判了槽台学说的基础上，引进了李四光的地质力学观点，后来又不断地补充，日趋完善，独成一派学说。

该学说认为：岩石圈形变的力学机制，一般是从褶皱到断裂，但一旦产生了断

裂并发育到一定程度，这些断裂就会对以后的建造发育和构造形变起控制作用。

断块说对断块运动力源的解释，基本上没有超脱地质力学和其他某些学派的看法。断块学说认为地球的自转角速度的变化和自转轴的摆动，导致离极力及其变化，以及地球内部各圈层间相对扁率的变化和滑动。这些过程的相互交替和联合作用，致使断块和断块运动的产生。

断块是被断裂（带）所围限的块体。直观地看，在西太平洋边缘有近菱形的日本弧后海盆、菱形的菲律宾断块等，在中国大陆有菱形的塔里木盆地、矩形的鄂尔多斯黄土高原、斜方形的四川中生代红色盆地、三角形的松潘—甘孜三叠纪地槽区、近于平行四边形的西藏高原等。所有这些构造单元，都是被各种类型的断裂系统切割限定的深部断块在地面上的表现形式。换句话说，断块就是指被各个壳层间的顺层滑动断裂（带）和不同深度的穿层断裂（带）所围定的地质构造单元。岩石圈的各个壳层，都是由许多不同大小、不同形状、不同性质和不同年龄的断块拼合而成的。

穿层断裂（带）的断层面大多数是倾斜的，比如正断层和逆断层，还有一部分平移断层。断层面倾斜，倾向相反的一对或两对穿层断裂组围成的断块在剖面上呈梯形，这就是楔块。因此，断块说发现断块的事实，为楔块的存在提供了依据。

楔块运动和断块说的主要区别在驱动力上。楔块运动观点认为楔块形成和运动的主因是重力和浮力的均衡作用，强调垂直作用力的主导作用；认为楔块运动能派生出水平作用力。因此，楔块运动观点认可断块说形成的各种断块，但不认可地壳运动都是按断块说的观点形成的。比如“剪切—拉张造洋”应是有条件的，那就是断块的底板必须是流动性物质；如果是固体，“剪切—拉张”是不可能形成地堑的。

3.3.2.1.2　断块类型

断块说把断裂（带）按其深度分为岩石圈断裂（带）、地壳断裂（带）、基底断裂（带）和盖层断裂（带）等四类。断块按其边界断裂（带）的深度也可以相应地分为四类：被岩石圈断裂（带）所围限的块体称为岩石圈断块；被地壳断裂（带）所围限的块体称为地壳断块；被基底断裂（带）所围限的块体称为基底断块；被盖层断裂（带）所围限的块体称为盖层断块。岩石圈断块是由若干地壳断块拼合而成的，地壳断块又是由若干基底断块拼合而成的，在基底断块内部又可分出若干盖层断块。

3.3.2.1.3　活动方式

断块说认为，断块的活动方式主要是指断块作为一个块体发生的运动，以及与相邻断块间的相对运动和相互影响。

断块的主要活动方式有：

3.3.2.1.3.1　断陷与断隆

断块内的次级断块，在同一地质发展历史时期，可以处于不同的沉陷或隆起。如古中国地台是一个巨大的陆壳型岩石圈断块，内部次一级断块的升降运动各不相同。扬子地壳断块处于相对沉陷阶段，华北地壳断块总体处于隆起侵蚀状态，仅于边缘狭窄地带才有相当厚的沉积。至于更低级的断块发生沉陷和隆起更为屡见不鲜，造成地层厚度、沉积相、生物化石等明显的不同。由于这些沉陷或隆起的断块是被断裂（带）分割围限的，故断块学说称其为断陷和断隆。

3.3.2.1.3.2　掀斜和抬斜

断块发生沉陷和隆起时，各部分的速度和幅度均可不相同，因而产生掀斜和抬斜（图 3–29）。断块的掀斜见于断块不均匀沉陷中，常常是由一组正断层的差异运动引起的，多见于地堑构造区；断块的抬斜作用，见于断块的不均匀抬升中，它也是由一组正断层的差异运动所引起的，断块顶面倾向于上升盘，断层面相背倾斜，常见于地垒构造区。断块说强调以正断层为边界的地堑和地垒构造，并不排斥有以逆断层为边界的地堑和地垒构造。韦兰（E. J. Wayland）认为东非的阿伯特湖断陷，就是由于对冲的高角度逆断层造成的（图 3–30）。

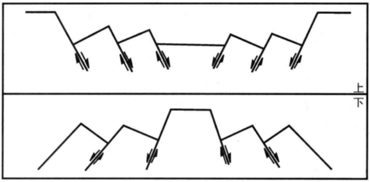


图 3–29　断块的掀斜作用（上）和抬斜作用（下）示意图

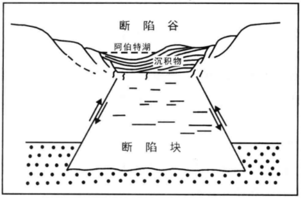


图 3–30　东非阿伯特湖对冲断陷谷示意图

按照楔块运动观点，图 3–29 是倒楔逆行的典型事例。

3.3.2.1.3.3　拉张与挤压

断块的拉张或挤压活动，在大多数情况下表现为剪切—拉张或剪切—挤压。拉张与挤压是对立统一的。对一个区域而言，一个时期表现拉张，另一时期表现挤压，只是经历的时间长短不同而已。对一个地史阶段而言，一个地区遭受拉张，相邻地区便遭受挤压，只是看以何者为主罢了。在整体的拉张阶段中可以有相对的稳定阶段和局部的、暂时的挤压，在整体的挤压阶段中也可以有局部的、暂时的拉张。空间上的拉张与挤压关系也是如此，在整体拉张区可以有局部地区的挤压，在整体挤压区可以有局部地区的拉张。

断块学说认为，拉张使大陆型地壳通过塑性—黏滞性流动、花岗岩质层的减薄、异常地幔的底辟刺穿等过程发生解体，并向大洋型地壳转化；挤压使大洋闭合，通过钙碱系列岩浆喷发，碰撞带部分熔融、侵入作用和变质作用等过程转化为大陆型地壳，从而陆壳面积增大。剪切与拉张（或挤压），往往是处于同一运动系统的。当两个断块沿着南北向的断裂受着东西向拉张发生背离运动时，便沿其南北两侧的东西向断裂与相邻断块发生水平相对剪切运动。同样，当断块沿断裂发生水平剪切运动时，则在其运动的前方与相邻断块挤压，在其运动的后方与相邻断块形成拉张。

综上，通过断块学说对断块类型、活动方式及其分布特征的研究成果可以看出，楔块作为独立的地质构造体，不仅客观存在，而且不断发生着运动和变化。

3.3.2.2　地体构造中有楔块

3.3.2.2.1　概述

自 20 世纪 50 年代以来，就陆续有人在大陆边缘或大陆内部褶皱带里，发现一些或大或小的地块，各自在沉积特征、化石种类、构造格架、基底性质、发展历史等方面具有独有的特征。利用简单的板块模式，很难解释它们的成因。

于是，陆续有人运用板块构造学的观点，提出“地体”的概念。他们认为这些地块是从另一个古大陆分裂出来的陆壳碎块，随着大洋板块的运动作远距离移动，最后与大陆碰撞、拼贴而成的。当大洋关闭，两个板块相碰形成褶皱带时，它们就会被包含在两个古大陆之间的褶皱带里。

1972 年在研究美国西部加利福尼亚州克拉马斯山中、晚古生代地层和中生代三叠—侏罗纪地层时发现它们是拼贴在一起的。后来，在美国阿拉斯加和加拿大西部，发现古生代岛弧岩石组合和中生代地层的拼合特征，建立了北美大陆地体拼贴带中的第一个典型实例——兰格利亚。

自 20 世纪 80 年代以来，随着在环太平洋大陆边缘对地体广泛的研究，人们对

地体的概念有越来越深刻的理解。琼斯（D. L. JOnes）等给地体规定了严格的内容，突出地体是以断裂为边界、彼此并列的地质体。它们具有不同的地质发展历史，具体表现在古生物地层、构造变动、沉积间断、岩浆活动和变质事件等方面。每个地体内部，是相对统一和连贯的。两个地体之间不能用一般的过渡岩相变化来解释，当它们合并为两个大型地体并具有统一盖层时，才具有共同的地质发展历史。地体的规模，大者可相当于次大陆，小者只有几百平方千米或者更小。

3.3.2.2.2 地体的类型

根据地体的岩石组合性质，可以将地体分为地层地体、变质地体、分裂地体和联合地体。

3.3.2.2.2.1 地层地体

地层地体是由一系列具有内在联系的沉积岩和岩浆岩所组成的，具有成层结构。地层地体还可分为三种：

第一种为大陆碎块，具有前寒武纪结晶基底，上覆一系列古生代和中生代的浅水沉积地层，并含有结晶基底的岩石碎块。由于岩石的原始性质相当于大陆地壳的组分，故属大陆亲缘。

第二种为洋壳碎块，是由基性、超基性岩浆岩组成的，其上有深海沉积。由于岩石的原始性质相当于大洋地壳的组分，故属大洋亲缘。

第三种为火山弧碎块，主要是由钙、碱性火山岩或同源的深成侵入岩，以及来自它们的火山碎屑岩组成的。它们一般属大陆亲缘，如果有大洋火山弧碎块，基底为超基性岩浆岩，应归属大洋亲缘。

3.3.2.2.2.2 变质地体

变质地体大多数以前寒武纪的变质岩系为主。组成的岩石中，变质矿物发育，掩盖了原始地层的特征和关系。

3.3.2.2.2.3 分裂地体

分裂地体是由不同时代、不同岩性的岩块，散布在剪切构造强烈发育的片理化或叶片状的硬砂岩或蛇纹岩基质之中，类似于俯冲带附近的构造混杂岩。

3.3.2.2.2.4 联合地体

地体在拼贴到大陆边缘之前的移动过程中，由几个不同时代、不同成因的小型洋底高原拼接在一起，然后继续移动，最后拼贴到大陆边缘，称为联合地体。它们具有后期共同的地质发展历史。

3.3.2.2.3 地体的边界

根据地体的概念，各个地体均以巨大深断裂带、地缝合线为边界。

地体边界断裂的力学性质和表现方式，在各个发展阶段是不相同的。在地体与大陆边缘拼贴时，以及拼贴后的持续挤压作用下，主要表现为以逆掩断层为主，使

前陆地区表现为强烈挤压，并将地体推向大陆边缘之上，形成构造极为复杂的无根推覆构造。由于大多数地体是以斜向与大陆边缘碰撞，除以挤压作用为主以外，往往兼有走向滑动，在强烈挤压高潮过去以后，沿原来的断裂，就会转化为走向滑动断层，使部分已拼接的地体又沿走向滑动断层被错开，称为地体的分散。它导致褶皱带内的构造图案，变得更加复杂。如我国台湾纵谷，早期为压性的地缝合线，后期转化为走向滑动断层，掩盖了早期构造的某些性质。

3.3.2.2.4　分布范围

自从 20 世纪 80 年代以来，对地体的研究工作进展很快。地体构造，不仅在环太平洋、大陆边缘和阿尔卑斯—喜马拉雅的中生代、新生代褶皱带里广泛存在，并在其他大陆边缘和大陆内部古板块之间的褶皱里也有发现。提出了在地质发展历史中曾经存在的一些古大陆，现在已经消失了的新论点。如推测在太平洋地区曾经存在过太平洋古陆，后来破裂成大小不等的碎块，随着太平洋洋底的扩展和消亡向大陆方向移动，最后拼贴在大陆边缘，成为现今的环太平洋的地体构造。改变了过去单纯地认为大陆边缘的增生，是由大洋板块的俯冲，洋壳转化为陆壳的结果。认定地体与大陆边缘的拼贴，是大陆边缘增生的重要组成部分。对夹在大陆内部褶皱带里的一些地块的成因，也有了比较合理的解释。

地体以断裂为边界，在沉积特征、化石种类、构造格架、基底性质、发展历史等方面具有独有的特征，这与楔块运动观点“褶皱带”拼接形成的地质体是一致的。

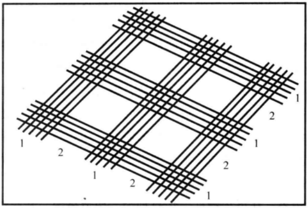
综上，通过地体研究者对地体类型、分布特征等的研究成果可以看出，地体就是楔块系统中不同层次的楔块，不仅客观存在，而且不断发生着运动和变化。

3.3.2.3　镶嵌构造中有楔块

地壳的波浪状镶嵌构造学说简称为镶嵌说，是我国地质学教授张伯声于 20 世纪 50 年代末、60 年代初提出来的。后来，又经过不断补充和发展，于 1980 年正式出版了《中国地壳的波浪状镶嵌构造》一书，形成了一个比较完整的大地构造理论体系。

镶嵌说认为，地壳中有不同系统、不同规模的构造带、断裂带、断裂、节理等，把地壳分割成大大小小的许多地块，然后又把它们黏结起来形成镶嵌构造。它们在分布上是有规律的，一级套一级，级级相套，成排成行地排列着。相邻两个地块，以两者之间的构造带为支点带，进行波浪式的摆动，形成地壳的波浪运动或者说是天平式的运动。由于两个地块反复摆动，使支点带成为活动性更强的构造带。这种镶嵌构造呈波浪状运动，故称为波浪状镶嵌构造。这种地块的波浪运动，既与流体的波浪运动有本质的差异，也有类似之处。在地壳上，构造隆起带与下降凹陷

带，往往是相邻相间排列的。构造隆起带相当于波浪的波峰带，下降凹陷带相当于波浪的波谷带。当两套不同方向的构造隆起带和下降凹陷带交织在一起时，就如两套不同方向的波浪交织在一起，形成镶嵌构造网（图 3–31）。在两条构造隆起带的交叉部位，地壳隆起得更高，构造更为复杂，显示地壳运动更加剧烈，在两条下降凹陷带的交叉部位，凹陷得较深，形成比较稳定的地块，成排成行排列比较明显，在一条构造隆起带与一条下降凹陷带的交叉部位，表现为稍有隆起或稍有凹陷，构造复杂程度和构造运动的强烈性介于前两种情况之间。



1. 构造隆起带　2. 下降凹陷带

图 3–31　两套构造隆起带和下降凹陷带交叉示意图

镶嵌构造的边界是断裂带、断裂、节理，分割的实体是地块，实际上就是断块。断块进行波浪式或天平式运动，在地壳上形成了隆起带与凹陷带。这些运动特征和楔块运动是吻合的。前面已述，断块中的相当一部分是楔块，因此，镶嵌构造是楔块存在的又一证据。

综上，通过镶嵌构造研究者对镶嵌构造类型、分布特征等的研究成果可以看出，楔块作为独立的地质构造体，不仅客观存在，而且不断发生着运动和变化。

3.3.2.4　伸展构造中有楔块

伸展构造是在岩石圈拉伸及薄化作用下形成的特殊构造组合系统。重力及重力不稳定性是形成伸展构造的驱动机制之一，伸展作用又可导致形成不同规模和样式的重力滑动及伸展塌陷构造。主要构造形式如下。

3.3.2.4.1　地堑和地垒

3.3.2.4.1.1　地堑

地堑主要由两组走向近平行且相向倾斜的正断层组成。小型地堑在露头尺度上即可看到由两条相向倾斜的正断层组成，两条断层之间的共同上盘下降，两条断层

的下盘上升（图 3–32A）。

3.3.2.4.1.2　地垒

与地堑恰好相反，由两组走向平行反向倾斜的正断层构成（图 3–32B），在简单情况下，由两条正断层组成的地垒，中间共同的下盘上升，两侧的断层上盘下降。我国南方许多地区的中生代、新生代构造，常具有这种构造特色。

按照楔块运动观点，地堑是正硬楔运动形成的；地垒是倒楔运动形成的。

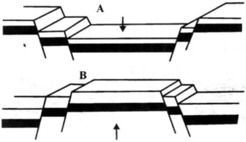


图 3–32　地堑（A）与地垒（B）

3.3.2.4.2　断陷盆地

在伸展背景条件下受基底及盆缘正断层控制发育的沉积盆地称为断陷盆地。这些盆地规模大小不一，如我国东部的华北盆地、松辽盆地和江汉盆地等大型盆地，秦岭造山带内的徽成盆地、西峡盆地和南阳盆地等中小型盆地。

按照楔块运动观点，断陷盆地是正硬楔运动形成的。

3.3.2.4.3　裂谷

裂谷是区域性伸展隆起背景下形成的巨大窄长断陷，切割深，发育演化期长，常具有地堑形式。按照裂谷发育的区域构造部位及其地质构造特征，可分为大洋裂谷、大陆裂谷和陆间裂谷。大西洋中央海岭上的裂谷是大洋裂谷的典型，东非裂谷是大陆裂谷的典型，红海裂谷是陆间裂谷的典型。大陆裂谷—陆间裂谷—大洋裂谷是一演化系列。不过，并非所有的大陆裂谷都演化成大洋裂谷。

自 20 世纪 70 年代以来，我国地质学家对裂谷进行了广泛的研究，提出了存在中生代、新生代时期以及更老时期的裂谷，如白垩纪沂沭裂谷及攀西裂谷等。

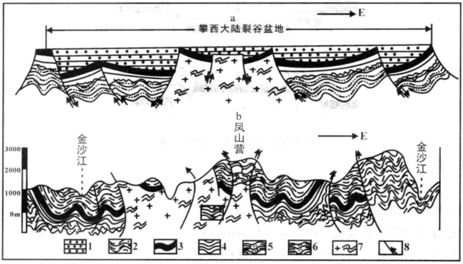
3.3.2.4.3.1　东非裂谷

东非裂谷北起土耳其、叙利亚，南至赞比西河下游，全长达 6 500 千米。包括叙利亚—黎巴嫩地堑、死海地堑、亚喀巴湾地堑、苏伊士湾地堑、红海地堑、亚丁湾地堑和埃及地堑。向南绕过维多利亚湖分成东西两带，汇合于马拉维湖，延至赞比西河下游。单个裂谷的宽度为 35~60 千米，平均为 50 千米左右。由一系列阶梯状纵断层组成，铅垂断距为 1 000~2 000 米，最大达 3 000 米。地堑的底部次一级的断层发育，形成次一级的地堑和地垒；地堑的边缘，以陡倾斜的正断层为主，有

时也出现平移断层；地堑为负重力异常区，热流增高，现代地震发育。这些都表明东非裂谷是由于地壳被拉张裂开的。它主要形成于新生代，南端可能始于晚石炭世，延至侏罗、白垩纪仍有活动。

3.3.2.4.3.2　攀西裂谷

我国西南地区的攀枝花—西昌古裂谷带（简称攀西裂谷），也是一条有名的大陆裂谷。北起四川冕宁，南至云南元谋一带，绵延 300 千米，东、西两侧被甘洛—小江断裂、金河—箐河断裂、攀枝花断裂所围限，宽达数十至数百千米（图 3–33）。



1. 复原的中生代盆地　2. 变形的中生代盆地　3. 二叠系玄武岩　4. 震旦系与古生界
5. 前震系延边群　6. 前震旦系会理群　7. 前会理群　8. 断层

图 3–33　攀西裂谷拉张期的同生断裂 a 和封闭期的褶皱构造 b 示意剖面图

攀西裂谷是在古生代至中生代期间形成的。它由轴部地垒式基底隆起带上的岩浆杂岩带（晚古生至三叠纪期形成的），以及东、西两条中生代地堑、半地堑式盆地带，构成“两堑夹一垒”的基本构造形式（图 3–33–a）。攀西裂谷，在晚白垩世趋于萎缩，到古新世后封丘消亡，转化为康滇南北向的褶皱冲断裂带，在西缘形成木里—盐源推覆体构造。很明显，攀西裂谷尚未裂离成洋盆时，就又经挤压、萎缩而褶皱封闭，故是一个古裂谷（图 3–33–b）。

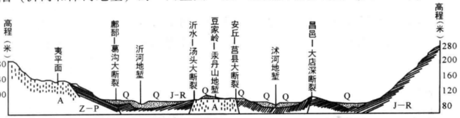
3.3.2.4.3.3　沂沭裂谷

据研究，沂沭裂谷的地质特征如下：

（1）沂沭控制了现代地貌的形成和发育，在卫星相片上呈现出一条近南北向狭长的地堑裂谷带，即与裂谷大致平行的现代河谷地貌。

（2）由郯部—葛沟、沂水—汤头、安丘—莒县和昌邑—大店四条大断层所构成的复式地堑型裂谷—断陷盆地，有马站、苏村、安丘—莒县—马陵山、临沂和郯

城等一系列北北东向雁列盆地。剖面上呈中央隆起（豆家岭—汞丹山地垒）和两侧凹陷（沂河和沭河地堑）的“两堑夹一垒”的复杂裂谷构造（图 3–34）。



A. 太古代　Z—P. 上元古界至二叠系　J—R. 侏罗系至第三系　Q. 第四系

图 3–34　沂沭裂谷地貌地质综合剖面示意图

（3）裂谷中的四条主干断裂一般作直线形延伸，其断面陡直，倾角 60°以上，常构成裂谷的边界。

（4）裂谷本身是相对的凹陷地带，呈狭长海峡（晚元古代土门期）或地堑式裂谷（白垩纪）。从白垩系沉积岩相厚度分析，裂谷的深度很大。沂水盆地北部厚 3 234 米，南部在 5 000 米以上；莒县盆地北部厚 9 068 米，南部厚 5 665 米。这些白垩系地层好像一个狭窄的楔形体插入裂谷中。

（5）沂沭裂谷本身为一明显的岩浆活动带，曾有多期大量火山岩沿断裂呈裂隙式喷发。发育有早白垩世青山组玄武岩、安山岩和粗面岩等；中新统、上新统发育橄榄玄武岩。在安丘—沂水一带，见有二辉橄榄岩捕虏体；前震旦纪有辉长岩和角闪岩顺片麻理侵入；中生代在汞丹山有辉长岩和苦橄岩；在岩体内也有橄榄岩等深源捕虏体，反映了断裂带深达地幔。

（6）在航磁图上，它位于鲁西正磁场区（磁异常呈北西西向）与鲁东负磁场区（异常呈北东向）之间，是一条急剧变化的正负磁异常畸变带，异常轴呈北北东向。

（7）布格重力异常图上显示沂沭裂谷相对其两侧为重力高正异常隆起带，期间两条地堑型裂谷为重力高背景下的狭窄负异常带。这个重力高正异常带可能反映了深部地幔物质上涌隆起，而其间两条狭窄的负异常带显示了裂谷中松散物质的充填。

（8）沿沂沭裂谷是现代活动的强震带，有记载的七级以上地震达五次之多，其中 1668 年郯城 8.5 级地震最强烈。震源深度一般在 40 千米以内。

（9）沿裂谷是一个现代热异常带，热流值达 1.8 微卡/(厘米 ²·秒）左右。郯城附近的浅孔测温资料也表明，裂谷内 300 米深处的温度比带外要高 2~4 ℃。沿裂谷有一系列温泉分布，如临沂汤头和沂南铜井等温泉。

（10）中国科学院地质所在鲁南至苏北横越沂沭裂谷七个点的大地电磁探测资料证实，裂谷上为急剧变化的陡立电阻率梯度带，表示陡立的断裂面，断裂带已深切到 70 千米以下的上地幔（高电导层）。

按照楔块运动观点，裂谷是地堑进一步演化形成的，地堑是正硬楔运动形成

的。地球表层没有真正的“裂谷”，只有真正的“断陷”。

3.3.2.4.4 变质核杂岩

变质核杂岩是被构造上拆离及伸展的未变质沉积盖层所覆盖的、呈孤立的平缓穹形或拱形强烈变形的变质岩和侵入岩构成的隆起（P. J. Coney，1980）（图 3-35）。

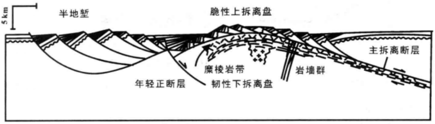


图 3-35 拆离断层和变质核杂岩（体）结构示意图

根据经典地区变质核杂岩和我国一些地区变质核杂岩的发育状况和结构，朱志登得出变质核杂岩具备以下基本特征：

（1）变质核杂岩由深层抽拉抬升的变质基底（下盘）和变形较轻（有时亦发生变质）的盖层（上盘）组成，外形近圆形或椭圆形，直径一般十余千米至数十千米，呈分散孤立的穹隆状产出。

（2）基底与盖层以规模巨大的低角度正断拆离断层分隔；基底岩石属塑性变形域，内部有岩体侵入，变形强烈；顶部总是发育一条厚达几十米甚至几百米的糜棱岩带，糜棱岩化随着与拆离断层距离的增加而减弱，向深部过渡为正常片麻岩。

（3）拆离断层原始产状近水平，在伸展拆离中变成犁式，其上盘以发育多米诺式断层为特征，亦有次级顺层断层并使地层拆离减薄和缺失，使得地层柱中的上部地层直接覆于基底变质杂岩之上，变形属脆性域。盖层也可因侵入作用而变质，如安徽安庆洪镇变质核杂岩中的盖层已发生不同程度的糜棱岩化。原始拆离断层可因穹隆作用而呈穹状。在长期发展中可形成不止一条拆离断层所组成的拆离断层带。

（4）拆离断层（带）是一条岩石强烈破碎带，与其接触的糜棱岩带的顶部可卷入碎裂岩化而形成绿泥石微角砾岩（超碎裂岩）；随着顺拆离断层倾斜向下趋近塑性域，碎裂带逐渐转变为狭窄的网状韧性剪切带，进而汇入糜棱岩构成的韧性剪切带。

北美科迪勒拉造山带内产出的变质核杂岩是孤立分散的，两变质核杂岩间岩石的变形相对微弱，而且变形构造不同于变质核杂岩，尤其是其上盘盖层的变形。但是这些孤立分散的变质核杂岩又位于一条与造山带走向一致的窄带内。该带岩浆活动强烈，区域显著伸展。可以认为变质核杂岩带、区域伸展带与强烈岩浆活动带密切相关。至于单个变质核杂岩，则十分可能是岩浆活动带内花岗岩侵入地壳引起

的，从而构成了伸展背景上穹隆作用—岩浆侵入—变质核杂岩三位一体。区域伸展和岩浆活动带往往是造山作用期后伸展作用引起的。

按照楔块运动观点，伸展构造变质核杂岩体分布在倒楔运动形成的横弯背斜的两翼和转折部位，应是倒楔底部岩浆层上浮活动中的底辟—隐爆作用致使组成背斜的岩石发生变质而形成的（图 3–36）。

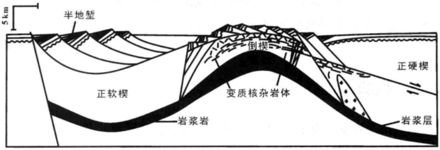


图 3–36　倒楔运动和变质核杂岩（体）形成示意图

3.3.2.4.5　构造反转

近年来，构造反转受到煤田及石油地质学家的关注。他们讨论的构造反转，是狭义的多限于盆地内部的构造反转，是指早期一个张性或张扭性盆地后期转变为压性或压扭性构造盆地（正反转构造），盆地由伸展沉降转为挤压上隆，正断层转变为逆断层。或盆地内原先存在的挤压系统部分转变为伸展系统（负反转构造）。这种构造反转虽然在构造机制上发生了重大的转化，但变形不一定强烈，所以在不同层次上某些构造仍保持反转前的特征。

他们研究认为，挤压作用与伸展作用是紧密相关的，在区域尺度上，伸展构造最发育的部位，可能也是先期挤压作用最为强烈、地壳甚至岩石圈厚度最大的地区。

构造反转与楔块运动观点“早期硬楔运动造洋，晚期软楔运动造陆”的构造反转是一致的。

3.3.2.4.6　蛇绿岩套

在地缝合线地带，常出现一套特有的岩石，称为蛇绿岩套。研究表明，这种岩体的成分自下而上往往是超基性岩、基性深成岩（辉长岩）、枕状基性熔岩（玄武岩）、深海沉积岩（含放射虫硅质岩或大理岩等），同时其中超基性岩和基性岩多已变为含绿泥石、蛇纹石等的绿色岩石，故名之为蛇绿岩套。板块构造学说认为，地缝合线是两陆地板块碰撞结合的地带。

在大陆内部，层序完整的蛇绿岩套并不多见，通常由于构造破坏只出露其中某一部分，平行于地缝合线呈窄条带状断续展布，与围岩呈断层接触或成推覆体。它虽然常和断裂带伴随，但不是沿断裂带的侵入体，没有冷凝边和接触变质现象。

近年来，国内外地质工作者在大陆地槽褶皱山系内，如塞浦路斯的特罗多斯、巴布亚新几内亚、希腊的沃里诺斯山脉、欧洲的加里东山脉和阿尔卑斯山脉、俄罗斯的乌拉尔山脉和萨彦岭、美国的阿巴拉契亚山脉和海岸山脉、加拿大的纽芬兰，以及我国的雅鲁藏布江、台湾纵谷、祁连山、秦岭、桂北九万太山等地，都先后发现了蛇绿岩套，为研究古板块俯冲带提供了重要根据。

按照楔块运动系统模式，蛇绿岩套是组成倒楔的物质经变质作用形成的，是倒楔在岩浆的底辟作用下抬升残留的古洋壳；地缝合线是倒楔在地表出露的狭长地带。

3.3.3 楔块的边界证据

楔块的周边是断层系统；底界是岩浆层（或塑性变形层）。断块说和《岩石学》给楔块边界的存在提供了以下依据：

3.3.3.1 断层系统

断层是指断盘有明显位移的断裂构造。常见的断层有正断层、逆断层和走向滑动断层（图 3–37）。

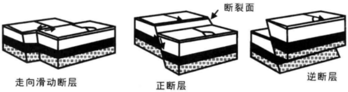


图 3–37 断层的几种主要形式示意图

断块说把断层系统分为穿层断层系统和顺层断层系统。断层系统是楔块边界存在的证据。

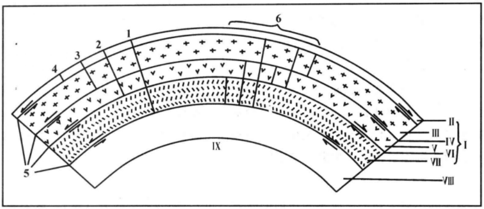
3.3.3.1.1 穿层断裂（带）

穿层断裂（带）按其深度及其地质和地球物理标志可分为 4 种，即岩石圈断裂（带）、地壳断裂（带）、基底断裂（带）和盖层断裂（带）（图 3–38）。

3.3.3.1.1.1 岩石圈断裂（带）

切穿岩石圈到达软流层的断裂（带），称为岩石圈断裂（带）。这类断裂（带）可出现超基性与基性岩带，有时有金伯利岩和榴辉岩分布，或地表产有混杂岩体和含深成超基性包体的拉斑玄武岩。常表现为重力和热力异常的陡梯度带，以及浅源和深源地震活动带。故这类断裂（带）是岩石圈活动区与稳定区一级构造单元的分界线，如地槽区与地台区或优地槽区与冒地槽区的分界线。一般可与板块构造学说

中的大板块边界相当，如近代的大洋脊、太平洋边缘的岛弧—海沟系和山弧系均属于岩石圈断裂（带）。



I. 岩石圈 II. 沉积盖层 III. 上地壳 IV. 康拉德面 V. 下地壳 VI. 莫霍面 VII. 上地幔顶层 VIII. 软流层 IX. 上地幔 1. 岩石圈断裂（带） 2. 地壳断裂（带） 3. 基底断裂（带） 4. 盖层断裂（带） 5. 顺层滑动断裂（带） 6. 各层中的隐伏断裂（带）

图 3–38 四种断裂（带）分布形式示意图

地质历史时期的岩石圈断裂（带）的地质标志是：岩石圈断裂（带）是地幔物质上涌的通道，故发育有超基性岩带，包括橄榄岩、蛇纹岩、金伯利岩、细碧角斑岩等，蛇绿岩套作为古洋壳的地质记录，也是沿岩石圈断裂发育的，高压低温变质带、混杂岩带常为岩石圈断块发生碰撞拼合的产物，麻粒岩带为高压高温相，可能是地质历史期内的大群壳断裂的产物。

3.3.3.1.1.2 地壳断裂（带）

切穿地壳到达莫霍面的断裂（带），称为地壳断裂（带）。这类断裂可出现基性岩带和中性岩带，控制着岩浆和成矿的分带性，磁异常的陡梯度带和地热异常较为明显，有时有中、深源地震。故这类断裂（带）常成为活动区和稳定区的二级构造单元的界线，如大型隆起和大型凹陷的界线。近代的地壳断裂（带），以东非—红海裂谷系为代表。辽河地堑具有多期中基性火山喷发岩，也可认为是受地壳断裂（带）控制发育的产物。

地质历史时期的地壳断裂（带）的地质标志是：辉长岩、玄武岩或其他基性岩体呈带状分布；大型盆地或地堑排列成线，且在这些盆地和地堑内，有与沉积岩层同时发育的玄武岩或其他基性岩体，明显地控制着两侧地层和沉积岩相的发育，成为冒地槽区和优地槽区的界线，或地台内次一级构造单元间的界线，断裂（带）两侧的构造形态有明显的不同，成矿作用类型也有显著差别。

3.3.3.1.1.3 基底断裂（带）

切穿地壳上部花岗岩质层到达康拉德面的断裂，称为基底断裂（带）。这类断裂可以出现酸性岩、基性岩和矿脉等，一般控制沉积岩的分带性，有时有地球物理异常和浅源地震活动。故这类断裂（带）常切割大型凹陷和隆起，成为三级构造单元的分界线。汾渭地堑和北祁连的中生代、新生代地堑式断陷盆地，都是受基底断裂（带）控制发育的。

地质历史时期的基底断裂（带）的地质标志是花岗岩、花岗闪长岩、流纹岩等酸性岩呈带状或串珠状分布，沿带可有少量的中基性岩体，沉积盆地也呈线状或串珠状排列，并在沉积的同时形成少量的中酸性、酸性岩浆岩，温泉、湖泊等的线状分布；成为沉积岩相的变化带，厚度梯度带或中生代、新生代沉积盆地的边界线。

3.3.3.1.1.4 盖层断裂（带）

切穿沉积盖层到达变质基底顶面的断裂（带），称为盖层断裂（带）。这类断裂中一般没有岩浆充填或仅发育有方解石脉，地球物理异常不明显。此类断裂主要是以岩层、岩体等被错开作为识别标志。

同一条断裂（带），在地质发展的不同时期内可以出现多次活动，在不同活动阶段切穿深度可以不相同，留下的地质记录（包括同一断裂活动期的和对后期沉积的控制两个方面）也不尽相同。即使在同一个地质历史阶段，既可经历由盖层断裂（带）发展为岩石圈断裂（带）的过程，也可经历由岩石圈断裂（带）发展为盖层断裂（带）的过程。在同一条断裂（带）发展的同一个阶段中，不同的地段也可能切割不同的深度，表现出不同的性质。

断块说中的岩石圈断裂、地壳断裂和基底断裂和楔块运动系统中的一级楔块边界断裂、二级楔块边界断裂和三级楔块边界断裂相一致。

3.3.3.1.2 顺层滑动断裂（带）

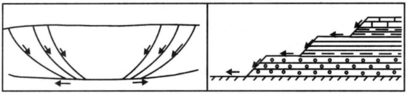
断块说认为，根据地质学和地球物理学的研究，地球的岩石圈在垂直方向上不仅可以分为沉积盖层、上地壳、下地壳、地幔顶层，并可将每个层进一步分出若干次一级的和更次一级的分层。在地球自转、地极移动以及日月吸引产生潮汐等的影响下，这些不同级别的分层之间可以发生相对滑动，形成深浅不一、长短不等和断续延伸的顺层滑动断裂（带）。在许多地区，地震震源在垂直方向上明显地呈带状分布，这些带状的层位很可能就是顺层滑动断裂（带）的部位。

层间滑动常沿各壳圈间的软弱夹层发生。这些软弱夹层，是由具有较高泊松比和热值的低速层或低电阻率的高导层（低阻层）组成的。软弱层很难积累应变能，特别是壳内的软弱夹层，对上部脆性地壳的破裂具有吸收作用，故地壳浅部的大量断裂都终止于该层，或向深部倾角变缓而收敛于该层。

断块说之所以强调顺层滑动断裂（带），是因为各级断块在水平方向上的移动，

从最大一级的洋底扩张和大陆漂移，到巨型隆起和凹陷的构造运动，或更次一级的盖层褶皱，无一不受顺层滑动断裂（带）的控制。也就是说，切穿各圈层的不同深度的断裂（带），只有在顺层滑动断裂（带）的配合下，才能对被切穿的圈层的变形起重要的控制作用。有人提出，阿尔卑斯山区的辗掩推覆构造体是小而薄的“板块”沿着高温塑性岩层或软岩层滑动的产物。

穿层断裂（带）和顺层滑动断裂（带）的关系可表现出两种现象：一种是穿层断裂（带）倾角自浅部向深部逐渐变缓，最后并入一条滑脱构造带，常称为铲形断裂（图 3-39 左）；另一种是同一条断裂（带）穿过不同岩性的岩层时，在脆硬岩层中表现为倾角较陡的穿层断裂（带），在脆硬岩层间所夹的薄展软弱岩层中表现为顺层滑动断裂（带），致使在垂直方向上呈现为锯齿状（图 3-39 右）。



左——铲形下滑断裂（带）　右——阶梯状下滑断裂（带）

图 3-39　铲形断裂（带）和阶梯状断裂（带）

断块说揭示出顺层滑动断裂（带）是沿着高温塑性岩层或软岩层滑动的产物，这和楔块运动中楔块底界是岩浆层（或流动变形层）的观点相吻合。

3.3.3.2　岩浆层

岩浆层是楔块的底部边界。

陆壳由花岗岩层和玄武岩层组成，两层之间以康拉德面为界。按照楔块运动模式，地壳上部的岩石部分熔融生成酸性岩浆，难熔的物质发生重力分异作用与酸性岩浆分离，熔融岩浆形成流动层。熔融的底界面冷凝后就是康拉德面，酸性岩浆凝固后形成了花岗岩层；凝固前则是楔块系统第三级软楔的底部。同理，莫霍面是地壳下部岩石（康拉德面之下的难熔物质）部分熔融生成基性岩浆和难熔物质分异的界面和深度。发生熔融的界面则是楔块系统第二级楔块的底部，基性岩浆凝固后形成玄武岩层；软流圈是莫霍面之下难熔物质部分或完全熔融生成超基性岩浆的界面，熔融的界面则是楔块系统第一级楔块的底部，超基性岩浆凝固后形成橄榄岩层。因此楔块运动模式认为，康拉德面、莫霍面、软流圈（层）是岩石部分熔融和重力分异的界面，也是不同层次楔块的界面。

关于岩浆的成因，目前有如下认识：

3.3.3.2.1 橄榄质岩浆的成因

一般认为，橄榄质岩浆是上地幔物质大约在 80 至 200 km 的深度上局部熔融的产物。此种岩浆形成的侵入岩多沿深大断裂或平行于褶皱带的走向分布，许多独立的超基性岩体呈串珠状分布，构成绵延数百千米的岩带。如我国祁连山、欧洲阿尔卑斯山的超基性岩即属此类。橄榄岩质的火山岩（熔岩）——科马提岩和麦镁奇岩的存在，证实有过直接由地幔岩部分熔融形成的原生的超镁铁质岩浆。

O. Hara（1968）的地幔岩熔融实验表明，石榴子石橄榄岩在大于 30×10^8 Pa(>100 km）的高压条件下，质量分数为 5%~30%的部分熔融程度，可形成含物质的量分数为 30%~40%标准分子的苦橄榄质岩浆。Takahashi（1986）对二辉橄榄岩进行的干体系的熔融实验表明，在 5~7 GPa 的条件下，熔出的岩浆 w（MgO）>30%，类似于太古宙的橄榄岩质科马提岩，相应的深度达 150~200 km。实验资料证实了在特定的条件下，地幔可以熔出高镁的超镁铁质岩浆。

3.3.3.2.2 玄武质岩浆的成因

一般认为，玄武质岩浆有多种成因，主要来自上地幔和下地壳。

3.3.3.2.2.1 来自上地幔

由地幔橄榄岩部分熔融形成玄武质岩浆的证据，既有大量高温高压实验成果，也有地质、岩相及岩石化学资料。前一方面的工作有从 SiO_2—Mg_2SiO_4 简单的二组分体系到 Mg_2SiO_4—$CaMgSi_2O_6$—$CaAl_2O_8$—SiO_2 的多组分复杂体系以及天然橄榄岩的高温高压熔融实验成果；后一方面的资料有诸如玄武岩中含地幔岩捕虏体、地幔橄榄岩中见玄武质的囊状熔体、某些地幔岩捕虏体的岩石化学成分与寄主岩之间存在互补关系等。导致地幔橄榄岩部分熔融的原因是多方面的，温度的升高、压力的降低和挥发组分（尤其是 H_2O）的加入都可能使位于固相线附近的橄榄岩部分熔融。不过在不同的构造背景下，诱发部分熔融的主导因素是不同的。对玄武岩物质成分的详细研究已经揭示出玄武岩成分存在的一些具成因意义的差别，如 Na_2O、K_2O、Al_2O_3、TiO_2 含量的差别和稀土、微量元素丰度及配分曲线的差别以及岩浆演化趋势的差别等。造成这些差别的原因包括：源区的部分熔融条件、部分熔融程度、源区流体组成及其含量的差异和源区地幔岩成分上的差异（地幔不均一性）等。它们往往与产生岩浆的构造部位密切相关。

3.3.3.2.2.2 来自下地壳

在 30 km 深度、有过量水条件下，拉斑玄武岩在 700 ℃左右的地温条件下开始部分熔融，产出岩浆。在地壳以内，压力升高，起始熔点还可进一步降低。在 1100 ℃左右，可完全熔融，形成拉斑玄武岩浆。按照 30 ℃/ km 平均地热增温率，这个深熔段温度对应下地壳，完全熔融的界线应在莫霍面附近。因此，莫霍面是一个能大量生成基性岩浆的层位，也是造成地震波横波间断的界面。目前推断，拉斑玄武

岩浆形成深度小于 15 km（洋壳部分熔融）；高铝玄武岩浆约 15~35 km（下地壳）。

3.3.3.2.3 花岗质岩浆的成因

目前一般认为，花岗质岩浆主要是大陆地壳深部物质重熔的产物。根据理论计算，在不同深度上可能形成性质稍有差异的花岗质岩浆。例如在约 10 km 的深度上形成活动性很弱的岩浆，许多巨型花岗岩岩基即由此种岩浆形成；大约在 20 km 深度上可生成活动性很强的岩浆，能够上侵至地壳浅部形成浅成侵入体，以至喷出地表形成流纹岩。

表 3–3 各类花岗岩的矿物及化学特征

矿物	I 型	S 型	A 型	M 型
长英质矿物的差异	石英不太多，长石可呈粉红色	石英较多，长石常呈白色	条纹碱性长石常见	可见显微纹象钾长石
常见铁镁矿物	黑云母 Mg/Fe 高，白云母较罕见	黑云母 Mg/Fe 低，白云母较常见	黑云母形成晚，充填于粒间（富铁 Fe^{2+}）	角闪石、黑云母、辉石
特征性的次要矿物	±辉石、绿帘石、褐帘石	±石榴子石、夕线石、堇青石	钠铁闪石，钠闪石	—
不透明矿物	磁铁矿物±钛铁矿±黄铁矿物	钛铁矿（<0.1%）±磁黄铁矿，石墨，独居石	磁铁矿	磁铁矿
副矿物	榍石常见	榍石只有次生的	萤石常见	—
化学特征				
$w(SiO_2)$	53%~76%	65%~79%	60%~80%	54%~73%
$w(Na_2O)$	>3.2%	变化大	>2.8%	>3.2%
$w(K_2O)/(Na_2O)$	低（<1）	高（>1）	一般较高	很低
$w(Al_2O_3)/w(Na_2O+K_2O+CaO)$	<1.1	>1.1	变化大	<1.2
$w(SiO_2)$=66%时的 $w(CaO)$	>3.7%	<3.7%	低，如 1.1%	?
$n(^{12}O)/n(^{18}O)$	<9%	>9%	变化大	?
$n(^{27}Sr)/n(^{26}Sr)$	<0.708	>0.708	0.703~0.712	<9%
$n(^{143}Nd)/n(^{141}Nd)$	高	低		<0.705
包含岩类	花岗岩—辉长岩	淡色花岗岩—花岗闪长岩	碱性花岗岩—斜长岩	闪长岩—辉长岩
矿床	Cu—Mo—W	Sn	—	—

在地壳大于 10 km 的深度内，在过量水条件下，温度 630 ℃左右，白云母花岗岩开始部分熔融，产生岩浆；在 15~20 km 的深度内，当温度超过 700 ℃时，白云母花岗岩完全熔融，形成花岗质岩浆。这个深熔段温度对应上地壳，完全熔融的界线应在康拉德面附近。因此，康拉德面应是一个能大量生成酸性岩浆的层位，也是造成地震波横波间断的界面。

融熔花岗质岩浆通过同化作用可形成中性岩和基性岩。但是，并非所有花岗岩均来自花岗质岩浆。一些花岗岩是由混合岩化作用形成的。

结晶分异理论认为玄武岩质岩浆通过结晶分异可形成花岗岩质岩浆。实验证明，由玄武质岩浆可以得到花岗质岩浆，但数量只有5%。这表明由玄武岩质岩浆分异而形成花岗岩是存在的，但数量是极少的。Dudier等（1969）认为，花岗岩应按物质来源划分为C型（壳型）和M型（地幔与地壳混合型）。C型花岗岩又分为CS型和CI型，前者物源为沉积岩；后者物源为火成岩。Chappell和White（1974）对澳大利亚拉克伦造山带花岗岩进行研究，按物源将其分为I型、S型两类，I型为未经风化的火成岩熔融形成的岩浆产物，S型为经过风化的沉积岩（泥质岩为主）熔融形成的岩浆产物。显然Chappell的I、S型，分别与Dudier的CI型和CS型相当。我国学者徐克勤等（1982）以我国华南地区花岗岩的研究为基础，提出了同熔型和改造型花岗岩的成因分类，认为前者为上地幔派生岩浆上升，与地壳同熔及混染所形成的岩浆产物，从物源上看，它应相当于幔壳混源型（M型）；后者为地壳重熔的再生岩浆产物，又分为改造外源型（物源为沉积岩）和改造内源型（物源为火成岩）两类，应分别与S型和I型相当。Loiselle等（1979）从构造意义的角度，将花岗岩类分为造山花岗岩（O型）和非造山花岗岩（A型）。其中O型花岗岩包括前述的S型和I型两类，是造山带的产物；A型则主要见于非造山带和造山期后。

Collins等（1982）认为A型花岗岩为地幔玄武岩浆演化或玄武岩浆上升后，受地壳不同程度混染或亏损地壳熔融的产物。

从上述各家分类不难看出，花岗岩类岩石从构造角度可分为造山花岗岩和非造山花岗岩两大类，而从物源角度进一步可归纳为M型花岗岩、I型花岗岩、S型花岗岩和A型花岗岩4种成因类型。这亦是目前国内外较普遍使用的划分方法。不同成因花岗岩系列的矿物及化学成分特征见表3-3。形成的花岗岩浆应属于上地壳（I、S型）、下地壳（A型）和上地幔（M型）三个层位。

3.3.3.2.4　安山岩浆的成因

关于安山岩的成因有分异说（玄武岩浆分异的产物）和同化说（玄武岩浆与花岗岩质岩浆大陆壳同化的结果）等。实验资料证明，当压力为1×10^9~1.5×10^9 Pa时，富水橄榄岩部分融熔即可产生安山质熔体。这种安山岩成因观点现已被多数人所接受。

目前一般认为：

（1）高镁安山岩是由幔源原生岩浆形成的；

（2）拉斑系列的安山岩是由幔源的拉斑玄武质原生岩浆经分离结晶作用形成的；

（3）岛弧钙碱性安山岩的形成应与岛弧环境的特殊地质背景有关；

（4）基性岩浆和酸性岩浆混合可形成中性岩浆。

综上，从《岩石学》提供的证据来看，在地质演化过程中，康拉德面、莫霍面、软流圈能够形成各类岩浆层或流动层。各类岩浆层或流动层构成了岩石圈楔块系统中各级楔块的底界。

3.3.4 楔块的动力证据

楔块运动观点认为，重力—浮力的均衡作用是引起楔块运动的主因，依据有：

3.3.4.1 重力作用

1855 年英国的普拉特（J. H. Pratt）和爱里（G. B. Airy）提出的均衡说就强调了重力的作用。认为由于地表高低不平，在外力地质作用下，山脉被侵蚀削低，重量减轻，地壳发生上升运动；盆地和海洋接受沉积，重量增加，地壳发生下降运动。在地壳发生垂直运动的过程中，地壳下面的塑性地幔，发生缓慢的水平运动，进行补偿。

戴维斯于 19 世纪末提出了侵蚀循环理论。认为在地面剥蚀循环过程中，陆块的抬升导致地面高程的增大；地面高程的增大，引起地面剥蚀作用（包括河流侵蚀作用）的加强；由于地面的剥蚀，岩石圈均衡补偿上升。

后来斯特拉勒认为，这种情况是不可能发生的。因为岩石圈是一个巨厚、坚硬的圈层，具有一定的抵抗均匀和稳定上升的能力。只有当剥蚀掉的岩层达到某一临界值时，岩石圈才会发生均衡补偿。为了克服上述不足，斯特拉勒发展了一种新的地面演化模式——剥蚀系统模式，认为均衡补偿的发生是间歇性的，即剥蚀到一定的厚度后，才发生均衡补偿，这个厚度称为临界厚度。每当陆块临界厚度变动时，就会发生均衡上升。所出现的上升作用是瞬时性的，并随后就发生按指数式衰减程序进行的剥蚀作用。比如，岩层移动 30 m 之后，突然发生完全的均衡补偿。但上升高度仅占总移动数的 80%，即 24 m（这里移动的是花岗岩层，补偿的是超基性岩浆岩，移出和补偿的负荷是相等的）。

不管是均衡说，还是剥蚀系统模式，都强调了重力（负荷）的变化是引起地壳运动的重要因素。这与楔块运动的认识是一致的。所不同的是楔块运动还强调楔块底部岩浆层的消减作用和浮力作用；并认为重力和浮力是矛盾的对立统一体。互相依存、互相制约、缺一不可。

3.3.4.2 岩浆作用

岩浆是在地壳深处或上地幔天然形成的、富含挥发组分的高温黏稠的硅酸盐熔浆流体。

岩浆形成于地壳深处或上地幔中，它主要由两部分组成：一部分是以硅酸盐熔

浆为主体；一部分是挥发组分，主要是水蒸气和其他气态物质。前者在一定条件下凝固后形成各种岩浆岩，后者在岩浆上升、压力减小时可以从岩浆中逸出形成热水溶液。

岩浆的化学成分若以氧化物表示，其主要成分是：SiO_2、Al_2O_3、MgO、FeO、Fe_2O_3、CaO、Na_2O、K_2O、H_2O 等。其中以 SiO_2 的含量为最大。岩浆中含有 SiO_2 的多少，不仅影响岩浆的性质，而且也影响有关岩浆岩的成分。

岩浆的温度往往随岩浆的成分变化而变化。酸性岩浆的温度约为 700~900 ℃，中性岩浆的温度约为 900~1 000 ℃，基性岩浆的温度约为 1 000~1 200 ℃。

一般认为地下岩浆是由于局部物理化学条件发生变化（如压力减小、热能积累等），从而导致部分固态原岩转变为熔融状态，形成岩浆。由于岩浆的温度很高，富含挥发组分，又处于高压作用下，所以具有极大的物理—化学活动性，即具有巨大的动能、热能和化学能。因此，岩浆既可以推动岩块上升，形成横弯褶皱，也可以顺着某些地壳软弱地带或地壳裂隙运动和聚集，侵入地壳或喷出地表，最后冷凝为岩石。我们把岩浆的发生、运动、聚集、变化及冷凝成岩的全部过程，称为岩浆作用。

3.3.4.2.1　喷出作用

岩浆喷出地表，形成火山。根据喷出情况，一般分为：活火山——现在尚在活动或周期性不断活动的火山；休眠火山——有史以来曾经活动，但长期以来处于静止状态的火山；死火山——史前曾经喷发，但有史以来未活动的火山。这种分法是相对的，而不是绝对的。例如，意大利维苏威火山是世界有名的火山，过去曾被认为是一座不活动的火山，但于 1979 年 8 月 24 日突然强烈喷发，造成极大灾害。

由此可见，过去、现在和将来，火山活动都是地壳运动的一种形式。但火山活动的规模、强度和类型往往发生变化，随着地球的演化和地壳的加厚，火山活动有逐渐减弱的趋势。

火山喷发可以分为两个基本类型：裂隙式喷发和中心式喷发，后者又有暴烈、宁静等之分。火山喷发类型决定于多种因素，例如，地壳的厚薄、岩浆的成分（包括酸性与基性、水蒸气及挥发成分含量、黏度、温度等）、地下岩浆库内的压力、火山通道的形状以及海底喷发和大陆喷发条件等。

3.3.4.2.2　侵入作用

岩浆因具有极高的温度和很大的内部压力，往往向地壳薄弱或构造活动地带上升，并在沿途不断熔化围岩或俘虏崩落的岩块，从而不断扩大其侵占的空间，冷凝后形成各种侵入岩体。地下岩浆上升侵入并占据一定空间的作用，叫侵入作用。侵入作用根据岩浆侵入的环境和侵入作用方式，可以分为深成侵入作用和浅成侵入作用。各种侵入作用所形成的岩体都具有一定的产状（图 3-40）。所谓产状是指岩体

的形状、大小、与围岩的接触关系，以及形成时期所处的地质构造环境。

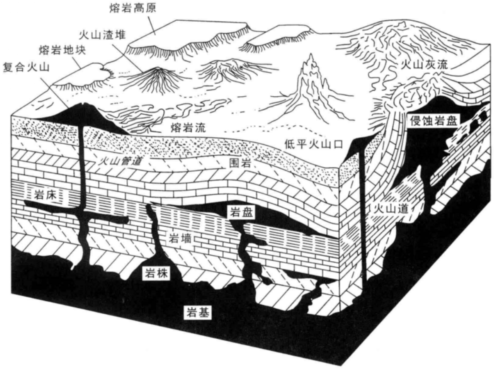


图 3–40 岩浆岩产状示意图

3.3.4.2.2.1 岩基

出露面积很大，一般大于 100 平方千米，甚至可超过几万平方千米，向下延伸可达 10~30 千米；多由花岗岩类岩石构成；其长轴方向常平行于褶皱山脉，构成褶皱山脉的核心；岩体切穿围岩层理，呈不和谐关系；围岩常有显著的变质现象；被挤碎的围岩碎块常常堕入岩体中，称为捕虏体。我国各大山脉如天山、昆仑山、秦岭、祁连山、大兴安岭以及江南丘陵等都有不同时代的花岗岩岩基出露。

3.3.4.2.2.2 岩株

出露面积不超过 100 平方千米，平面形状多为浑圆形；主要由中、酸性岩石组成，与围岩呈不和谐关系。岩株可能是独立的小岩体，或是岩基的分枝部分，也可能是岩基顶部的凸起部分。如北京周口店的花岗闪长岩岩体就是较典型的岩株。

3.3.4.2.2.3 岩盘

又称岩盖。一般是由黏性较大的中、酸性岩浆顺岩层层理贯入，并将上覆岩层拱起而成的中间凸起、边部变薄的穹隆状岩体。其规模不大，但直径亦可达数千米；围岩顶板多被剥蚀掉，底板多是平整的，岩体边缘与围岩岩层是平行的，呈和

谐关系；围岩亦多有变质现象。

3.3.4.2.2.4　岩床

流动性较大的岩浆顺着岩层层理侵入形成的板状岩体称岩床。它的特点是主要由基性岩构成。岩床的规模大小不定，厚度从几厘米到几百米以上，延伸从几米到几百千米。岩体与围岩的顶板和底板是平行的，围岩有时有轻微的变质现象。

3.3.4.2.2.5　岩墙和岩脉

岩浆沿着岩层裂隙或断层贯入所形成的板状岩体称岩墙。岩浆有时沿着一系列裂隙侵入，形成大体平行的岩墙群，如在北京八达岭关沟中就可见到数目繁多的岩墙群。有时候在火山口的周围还可形成环状或放射状岩墙群。

从上述岩浆的产状实体中可以看出岩浆的浮力作用。岩浆除能喷出地表外，在楔块的底部能够推动楔块上升和变形。楔块的重力和岩浆的浮力的均衡作用，导致了楔块的运动。

3.3.4.3　隐爆遗迹

楔块运动观点认为，岩浆的底辟作用是岩浆缓慢运动的形式；隐爆是岩浆剧烈运动的形式。隐爆能形成隐爆角砾岩和混杂岩，并导致地震的发生。

3.3.4.3.1　角砾岩

《矿床学》中有记载，具有经济价值的原生金刚石矿床常见于隐爆角砾岩筒或角砾岩中。发现角砾岩的成分复杂，有同源岩屑，如细晶金伯利岩、斑状金伯利岩、榴辉橄榄岩、榴辉岩等；异源岩屑，如基底的角闪岩、片麻岩，盖层的灰岩、页岩等。胶结物是岩浆岩。金刚石与角砾岩筒或角砾岩相关。

著名的角砾岩筒如南非的“金伯利”、“芬契”、“普列米尔”，西伯利亚的“和平”、“成功”，中国的“胜利”、“50号”，澳大利亚的“阿盖尔”等。世界上已发现5 000多个金伯利岩筒和250多个橄榄金石火山岩筒。楔块运动观点认为，角砾岩筒是地下隐爆的产物。

3.3.4.3.2　混杂岩

混杂岩体是不同地点、不同成因、不同时代、不同性质的岩石和沉积物，经破碎、混杂堆积在一起，形成混杂堆积。混杂岩体的成分很复杂，粗细不一，杂乱无章。有时夹的岩块很大，直径可达数百米，甚至数千米，貌似飞来峰。

混杂岩体既不同于变质岩中的混合岩，也不是一个岩石地层单位。它在大陆内部，沿着地缝合线断断续续地呈带状分布。

美国的海岸山脉和阿巴拉契亚山脉，英国的威尔士、意大利的亚平宁、瑞士的阿尔卑斯、阿富汗的兴都库什、伊朗的札格罗斯、土耳其的托罗斯等山脉，以及我国雅鲁藏布江、台湾纵谷、祁连山、秦岭、金沙江等地都有分布。

楔块运动观点认为，缝合线是倒楔顶部蛇绿岩套的出露地带。混杂岩体是倒楔底部岩浆底辟—隐爆作用形成的。倒楔在岩浆的底辟作用下，能形成横弯褶皱；隐爆作用爆碎的围岩角砾混杂在一起，则形成了混杂岩体。混杂岩体如果被岩浆卷入且同化，部分角砾可成为捕虏体。

3.3.4.3.3　地震

高导夹层或低速夹层的存在和地震震源的水平层状分布，是岩浆层隐爆的依据。水平震源带在各地的深度不一致，如在帕米尔地区为35~40千米深，在阿留申岛弧西部约为20千米深。水平震源带有时与低速层吻合，有时直接分布在低速层的顶板或底板内。地壳内部及其底部的低速层，主要分布在现代活动带内，但并不限于这些活动带，在太平洋东部的大洋、大陆古生代褶皱带、古老的大陆地台和地盾之下均发现有低速层。故水平震源带为标志的岩石圈分层构造，不仅遍布岩石圈的活动带，而且遍及岩石圈的稳定区。

楔块运动观点认为，此类地震主要是圈闭隐爆形成的。

通过隐爆遗迹可以看出，隐爆作用不仅能在地壳浅部发生，而且在地壳深部也能发生。

“不是东风压倒西风，就是西风压倒东风。”重力和浮力也是这样，当重力为主导时，楔块下降；当浮力为主导时，楔块上升。导致重力增加的主要原因是地表风化物的汇集和楔块的变形，导致浮力增加的主要原因是岩石不断熔融和岩浆富集导致的底辟作用。岩浆在圈闭中能不断富集、积聚能量，推动楔块上升，也可冲破圈闭，侵入上升，形成侵入岩和火山岩。我们常说的地质大循环，就是在重力—浮力均衡作用下所形成的地质现象。

4 楔块运动与槽台学说、板块学说的关系

楔块运动观点是地壳运动的一个新模式，既与槽台学说和板块学说有着广泛联系，又存在着显著的区别。本章就楔块运动与槽台学说、板块学说之间的关系作一概述。

4.1 楔块运动与槽台学说的关系

4.1.1 楔块运动与槽台学说的联系

按照槽台学说，地槽是地壳相对活动的区域；地台是地壳相对稳定的区域；地洼是地台活化的区域。从一个地区地壳的演化历史分析，地槽能转变成地台；地台能转变成地洼。应用楔块运动模式，地槽、地台、地洼是楔块系统运动构造旋回的三个发展过程。

从纵向上看，楔块系统运动构造旋回包括地槽、地台、地洼三个发展过程（表4–1）。

表 4–1 楔块运动旋回与地槽→地台→地洼旋回的对应关系

阶段	楔块运动旋回		地槽→地台→地洼旋回	
1	一堑阶	硬楔运动阶段	下降阶段	地槽
2	两堑夹一垒阶	软、硬楔运动阶段	差异升降阶段	
	四堑夹三垒阶			
3	软楔运动阶段		全面回返阶段	
4	削高补低阶段		地台	
5	倒楔逆行阶段		地洼	

4.1.1.1 楔块系统相对活动——地槽过程

4.1.1.1.1 一级楔块运动，地槽整体凹陷

一级楔块运动，相当于楔块运动模式中的硬楔运动阶段。一级正楔块是硬楔。硬楔运动造洋，导致地槽整体凹陷，引起海侵，形成下部陆屑建造。楔块运动由“一堑”阶（图 4–1–A）能够发展到“两堑夹一垒”阶（图 4–1–B–1）。一级楔块系统的倒楔区域是沉积盆地的中心地带，由于离陆地边缘较远，能搬运来的物质较少，凹陷得最深。一级倒楔形成后，在岩浆底辟作用下不断抬升，横弯褶皱，形成中央隆起。中央隆起两侧的正楔区域不断下降，成为地向斜。一级楔块运动常伴随超基性、基性火山喷发（图 4–1–B–2）。在硬楔运动的扩张作用下，海水面积不断扩大。

4.1.1.1.2 二级楔块运动，地槽差异升降

二级楔块运动，相当于楔块运动模式中的软硬楔运动阶段。由于地向斜接受沉积物中间少、两边多，在重力—浮力均衡作用下演化到二级楔块系统即“四堑夹三垒”阶（图 4–1–C）。在中央隆起两侧形成了新的沉降带和隆起带。靠近中央隆起两侧的二级正楔块主要由基性火山岩组成；位于大陆边缘的二级正楔块主要由变质岩组成。新的沉降带由于有上、下两个岩浆层的消减作用，正楔强烈下降，形成巨厚的上部陆源建造；新的隆起带在岩浆底辟作用下强烈上升（由地垒演变成横弯背斜，再由横弯背斜演变成火山岛链）形成地背斜，差异升降显著。此过程是地槽活动由强烈下降到强烈上升的过渡阶段，有的地背斜升高露出水面。

4.1.1.1.3 三级楔块运动，地槽普遍回返

三级楔块运动，相当于楔块运动模式中的软楔运动阶段。随着二级正楔的不断下降，在二级正楔的地向斜上部演化出三级楔块。三级楔块都是软楔，软楔运动造陆。

正软楔顶部不断有物质沉积，底部的岩石发生熔融作用生成岩浆。正软楔底面积小，顶面积大，在下降成岩的过程中，对于厚度相同的沉积岩来说，上层的体积要比下层的体积大。又由于软楔比围岩软，在下陷过程中，不是主要通过扩张的形式，而是通过增厚或褶皱的形式来消除不断增加的体积，这就是正软楔运动造山的原因所在（图 4–1–D）。

各个二级地向斜或增厚上升，成为高原；或发生褶皱，成为山地。在山地之间，即相当于原来地背斜的地方，形成新的凹陷区，称为山间凹陷；在山地的外缘，所形成的新凹陷区，称为前缘凹陷。这时山间凹陷和前缘凹陷成为新的沉积区，接受正在迅速隆起过程中剥蚀下来的大量粗碎屑物质，形成磨拉石建造，并主要伴随着来自康拉德面酸性岩浆层的活动。最后，地槽普遍回返，海水完全退出，成为陆地。

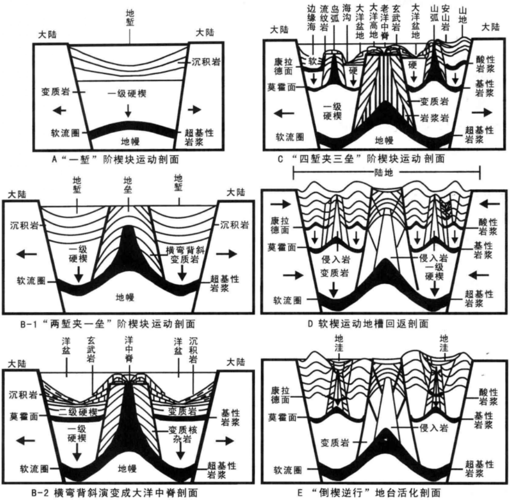


图 4-1 楔块运动构造旋回剖面示意图

4.1.1.2 楔块系统相对稳定——地台过程

地台过程相当于楔块运动模式中的削高补低阶段。地槽普遍回返后，正楔的顶部由沉积区变成了剥蚀区，由于重力减轻而趋于稳定；倒楔底部缺乏岩浆流入，由于浮力减弱也趋于稳定。楔块系统进入相对稳定时期，地槽则转变为地台。

正软楔褶皱成山后，虽然缺少外来物质堆积，但随着楔块的增厚作用，成岩物质有向楔块中心地带缓慢塑性流动的趋势；正楔块底面积之上的重力作用仍然大于岩浆的浮力。这就造成了地台软楔缓慢下降、山地继续升高的现象。在相对稳定的楔块系统内，保持相对缓慢的地壳运动，削高补低的外力作用越来越突出。正软楔褶皱成山后，长期遭受剥蚀的倒楔，变成了低地，成为新的沉降中心。

在内外地质作用下，地台区有大面积基底岩石出露的地区，发展成为地盾；地台区具有双层结构的沉降区，发展成为台向斜；地台区长期趋向隆起、面积广阔，沉积盖层由边缘向中心逐渐变薄，中心部分有较老岩层出露，甚至有基底出露，沉积建造中常有缺失或间断的区域，发展成为台背斜；地台区长期下沉的最活动的地带，有时还伴有海底火山喷发活动以及花岗岩侵入活动，发展成为沉降带（图 4-1-D）。

4.1.1.3 楔块系统中的倒楔逆行——地洼过程

地洼过程相当于楔块运动模式中的倒楔逆行阶段。地台区的削高补低作用最终会导致地台活化，首先发生在倒楔逆行的区域。

削高，是指正楔之上的剥蚀作用；补低，是指倒楔之上的沉积作用。倒楔底面积大，顶面积小，在楔块运动过程中，下降容易上升难。当倒楔顶部的沉积层增厚到一定量后，增加的重力作用能够克服浮力和围岩阻力的共同作用时，必然导致倒楔下降，即倒楔逆行。倒楔逆行时，对等厚的岩层来说，上层的体积要比下层的体积小，在逆行过程中容易引起围岩张裂和滑脱断块。最终导致地台活化，形成地洼（图 4-2）。

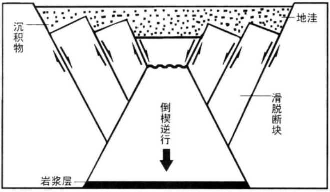


图 4-2　倒楔逆行引起滑脱断块剖面示意图

对二级倒楔来说，地洼区的初动期相当于楔块开始逆行的时期，这时倒楔底部只有莫霍面一个熔融岩浆层，倒楔的下滑，引起上部沉积岩的凹陷，形成地洼。

地洼区的剧烈期相当于倒楔上部三级软楔形成后的楔块运动情况（图 4-1-E）。此时倒楔有康拉德面和莫霍面两个不同深度的熔融岩浆层，倒楔在双倍的消减作用下强烈逆行，并导致大量的酸性或基性岩浆沿张性断裂活动，褶皱和断层活动强烈，形成褶断带和新地洼。

地洼区的三级软楔全面回返后，则进入余动期。与地台相对稳定的背景下仍有缓慢的地壳运动一样，保持较弱的楔块系统运动。至此，一个完整的楔块系统运动旋回就完成了。

4.1.2 楔块运动与槽台学说的区别

4.1.2.1 关于与地槽演化机制的区别

4.1.2.1.1 目前关于地槽深凹陷形成机制的认识

（1）地槽的发展是一个自发的过程，堆积的沉积物的重量使地壳有足够的负荷，导致产生连续的下沉。

（2）岩浆从深部移向两侧和喷出地表造成地壳沉降。

（3）地幔对流作用引起地壳下沉。

（4）岩石圈板块俯冲，在地表形成深海沟。

（5）按照相转换假说，深处的冷却会使辉长岩转变为榴辉岩，从而使地壳深部岩石收缩，在地表造成凹陷。

（6）位于橄榄岩层之上的辉长岩，有一层变成较致密的榴辉岩而趋向下沉，同时牵引一段地壳向下，在地表形成凹陷。

（7）深断裂作用控制地槽深凹陷的形成及其发展。在我国各地槽褶皱带中，深断裂的控制作用特别明显。

4.1.2.1.2 楔块运动观点关于槽台演化机制的认识

4.1.2.1.2.1 正硬楔运动造洋

硬是相对于围岩的软而言的。当硬楔运动（楔入）时，楔块本身不易变形，稳定陷落；围岩则发生褶皱、断裂和变质作用。楔块顶部有沉积物不断堆积，形成沉积岩盖层，其表面积不断增大；楔块底部发生熔融作用，形成岩浆，不断消减，其底面积也不断增大。正硬楔运动的结果是形成海盆，进而导致海盆加宽变深，形成地向斜。

4.1.2.1.2.2 正软楔运动造陆

软是相对于围岩的硬而言的。当软楔运动（楔入）时，楔块本身发生褶皱、断裂和变质作用，围岩则相对稳定。正软楔一边运动，一边褶皱，楔块因褶皱而不断增厚，最终引起海退成为陆地，导致地槽全面回返。

4.1.2.1.2.3 倒楔运动伴随地震和岩浆活动

倒楔在岩浆底辟作用下不断上升，由地垒演变成横弯背斜；再由横弯背斜演变成火山岛链。横弯背斜是良好的圈闭构造，岩浆侵入圈闭构造导致隐爆而形成地震。

4.1.2.2 关于与地台活化机制的区别

我国地质学家陈国达在总结中外地质资料的基础上提出，中生代中期以来地壳演化进入了新阶段，经受断裂作用和拱曲作用后所形成的狭长形或长圆形的凹地或

凸起，其大地构造性质既非地台区，也与地槽区有别，而是一种新型活动区，是大陆地壳的第三构造单元。因它是地台区向活动区转化的产物，故取名为活化区；又因其最主要的特征是区内出现地洼盆地，故称地洼区。陈国达在地洼学说的基础上，又进一步提出地壳的动定转化递进学说，该学说反对泛地台说，又反对泛地槽说。它的主要观点是，地壳构造的发展过程，是（强烈）活动区和（相对）稳定区相互转化、更迭的过程，即称为动定转化。认为它们的转化不是地壳构造单元的简单重复，是由低级到高级、由简单到复杂的螺旋式上升，是递进的。地壳构造就是按照这种动定转化递进的规律，向前发展。

楔块运动观点认为，地台活化是楔块运动旋回的第 5 阶段，是倒楔逆行的结果。

三级楔块系统全面褶皱升起后，正楔变为山地，不断遭受剥蚀；倒楔变成被山地包围的谷地或盆地，不断接受沉积物。当倒楔顶部的负荷增加到能够克服边界的阻力发生运动时，倒楔便开始逆行。倒楔顶小底大，底部的岩浆层一旦形成，逆行就能够快速发展，形成沉积中心。在倒楔运动的范围内，由“地台活化”形成地洼区（图 4–2）。

无论是一级倒楔，还是二级倒楔，逆行必将导致其上部的圈闭在康拉德面深度生成酸性岩浆层（倒楔在过去的上升过程中，含水圈闭没有发生熔融作用），进而形成新的三级软楔，最终导致褶皱回返。当地洼区的三级软楔全面褶皱回返后，一个楔块系统从相对活动到相对稳定的大地构造运动旋回就完成了。

楔块运动观点认为，地台活化仅仅是楔块运动旋回的一个发展阶段，是楔块系统在相对稳定的变化过程中的部分或局部（活动范围受倒楔底面积的限制）调整和完善的过程。因此，不认为地台活化是大陆地壳的第三构造单元；也不认为地台活化是动定转化，或由低级到高级、由简单到复杂螺旋式上升的过程。

4.2 楔块运动与板块学说的关系

4.2.1 楔块运动与板块学说的联系

板块学说认为，大陆板块和大洋盆地在地质历史时期并不是一成不变和永恒存在的。大陆板块的分离导致大洋盆地的形成；大洋盆地的萎缩、封闭导致大陆板块的聚合；大陆板块之间的碰撞，导致造山带的形成。加拿大地质学家威尔逊于 1969 年把一个大洋发展的完整过程分为六个阶段。后来又经过人们的补充和修改，这个

过程于 1974 年被命名为威尔逊旋回。

从横向上看，楔块运动旋回形成的地貌与“威尔逊旋回”殊途同归（表 4–2）。

表 4–2　楔块运动旋回与威尔逊旋回的对应关系

<table>
<tr><th>阶段</th><th>板块学说（威尔逊旋回）</th><th colspan="2">楔块运动旋回</th></tr>
<tr><td>1</td><td>胚胎早期</td><td>一堑阶</td><td>硬楔运动阶段</td></tr>
<tr><td rowspan="2">2</td><td>胚胎晚期—幼年期—成年期</td><td>两堑夹一垒阶</td><td rowspan="2">软硬楔运动阶段</td></tr>
<tr><td>衰退期</td><td>四堑夹三垒阶</td></tr>
<tr><td>3</td><td>残余期</td><td colspan="2">软楔运动阶段</td></tr>
<tr><td>4</td><td rowspan="2">消亡期</td><td colspan="2">削高补低阶段</td></tr>
<tr><td>5</td><td colspan="2">倒楔逆行阶段</td></tr>
</table>

4.2.1.1　一堑阶——胚胎早期

胚胎早期相当于楔块运动模式中的硬楔运动阶段的一堑阶。“威尔逊旋回”的胚胎期以形成裂谷为标志。裂谷中发育了一系列断裂和地堑，但尚未出现海洋环境。

按照楔块运动模式，大陆裂谷是由一个地堑发展演变而来的。一堑阶段相当于“威尔逊旋回”的胚胎早期，即一级正硬楔运动形成了地堑，地堑断陷使得大陆断陷盆地越来越宽（图 4–1–A）。

4.2.1.2　两堑夹一垒阶 A–B 段——胚胎晚期

胚胎晚期相当于楔块运动模式中软硬楔运动阶段中的两堑夹一垒阶 A–B 段。

楔块运动观点认为，“一堑”阶能够发展到“两堑夹一垒”阶，其中的“一垒”是倒楔在岩浆底辟作用下不断抬升形成的。倒楔在岩浆底辟的作用下能演化成横弯背斜，岩浆在其核部不断侵入和同化围岩，直至局部穿透地表，导致火山喷发（图 4–1–B–1）。此阶段相当于“威尔逊旋回”的胚胎晚期，以东非大裂谷为代表。

4.2.1.3　两堑夹一垒阶 C 段——幼年期

幼年期相当于楔块运动模式中软硬楔运动阶段中的两堑夹一垒阶 C 段。随着正硬楔的断陷和扩张，凹陷不断加深和变宽，导致海侵。这时的一级倒楔进一步隆起，部分地段岩浆穿透地表，形成了火山岛链。大洋正式诞生。此阶段相当于“威尔逊旋回”的幼年期，以红海为代表。

4.2.1.4　两堑夹一垒阶 D 段——成年期

成年期相当于楔块运动模式中软硬楔动阶段中的两堑夹一垒阶 D 段。倒楔进一步演化，岩浆普遍穿透地表，形成大洋中脊，导致裂隙式火山喷发。伴随着二级硬

楔的形成，这时的地堑有上下两个岩浆层加速消减楔块，海盆强烈下陷，进一步变深加宽，形成了成熟的大洋盆地和洋中脊（图 4–1–B–2）。此阶段相当于“威尔逊旋回”的成年期，以大西洋为代表。

4.2.1.5 四堑夹三垒阶——衰退期

衰退期相当于楔块运动模式中软硬楔运动阶段中的四堑夹三垒阶。楔块运动观点认为，“两堑夹一垒”阶能够发展到“四堑夹三垒”阶（图 4–1–C）。二级楔块系统形成后，其中的地垒发展成为岛弧。倒楔的运动有 A、B、C、D 发展段。地垒靠近洋中脊一侧的边界发展成为海沟。当倒楔演化到 C 段时，有大量的火山喷溢，形成安山岩带。大洋边部二级正楔的不断活动，在其上层演化出三级软楔。软楔运动造陆，岛弧最终演化成为山弧，成为陆地，致使大洋面积不断缩小。此阶段形成的地貌相当于“威尔逊旋回”的衰退期，以太平洋为代表。

4.2.1.6 软楔运动阶段——残余期

残余期相当于楔块运动模式中的软楔运动阶段。大洋边部由于三级软楔的形成和运动完成海陆变迁后，在新的大洋边缘又形成新的三级软楔，海洋面积不断缩小，以地中海为代表。

4.2.1.7 削高补低至倒楔逆行阶段——消亡期

消亡期相当于楔块运动模式中的削高补低至倒楔逆行阶段。伴随软楔运动，最终，整个大洋普遍回返，完成海陆变迁。形成造山带遭受剥蚀（图 4–1–D），以喜马拉雅山为代表。

楔块运动观点认为，地缝合线的形成与倒楔运动密切相关。倒楔在岩浆底辟—圈闭隐爆作用下，由横弯背斜发展到岛弧（或洋脊），岩浆在侵入和穿透过程中，在横弯背斜的核部形成了变质核杂岩、蛇绿岩套。

综上可以看出，楔块运动模式 5 阶段与“威尔逊旋回”6 期形成的地貌标志是一致的。

4.2.2 楔块运动与板块学说的区别

4.2.2.1 关于在洋脊和岛弧形成机制上的区别

板块学说认为，洋脊是对流体上升带或发散带，海沟是对流体下降带或汇聚带，洋壳浮于地幔对流体之上，犹如坐在传送带上一样，被移动着。当洋壳被移动到对流体的下降带时，则由海沟转入地下，陆壳则因质量轻不下沉，停留在下降带

上，受到压缩，形成褶皱山脉（图 4–3）。

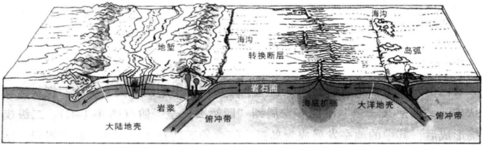


图 4–3　地幔对流示意图

地幔物质由洋脊轴部裂缝涌出，冷凝成为最新洋壳。后形成的洋壳将先形成的洋壳从洋脊轴部依次向两侧推开，海底洋壳的年龄随着与洋脊轴距离的增加而增大（图 4–4）。洋壳到达海沟俯冲熔融。熔融的岩浆在海沟靠近大陆的一侧侵入，形成岛弧。

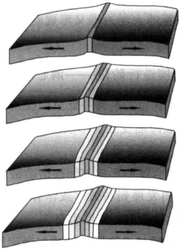


图 4–4　洋脊与海底扩张示意图

楔块运动的观点认为，洋脊和岛弧都是倒楔在运动过程中形成的。所不同的是大洋中脊是一级倒楔演变而来的；岛弧是二级倒楔演变形成的。倒楔运动的主要动力是岩浆底辟—圈闭隐爆作用。倒楔上升首先形成地垒，再由地垒演变成横弯背斜（核部是老地层，两翼是新地层），横弯背斜进而演变成火山岛链（核部是新岩石，两翼是老岩石）。熔岩被沿洋脊断裂两侧流出，地表出露新岩石，下伏有老岩石。大洋中脊的岩浆来自软流圈，以超基性火山岩为主；岛弧的岩浆来自莫霍面，以基性或中性（基性和酸性岩浆混合）火山岩为主。

位于大西洋中脊之上的冰岛未被分裂并保存陆壳（东部有花岗岩体和大量流纹岩），在西印度洋海岭捞取过约 5.15 亿年的早古生代花岗岩块，洋脊上有大量的年轻的火山岩，也发现古老的沉积岩，这些事实为倒楔演变形成洋脊和岛弧提供了有力的证据。

4.2.2.2 关于在海沟形成机制上的区别

近年在中美洲海沟的深潜观察发现，海沟轴线附近，在靠近大洋一侧为一系列平行台阶，每个台阶高 10~30 米，宽 150~200 米，是一些断距不大的正断层所组成的阶梯状断层；在靠近大陆一侧，为陡峻谷壁，其上有许多近垂直的 V 形断层沟槽和阶步（滑阶）；而在轴线附近为一条宽约 30 米的破碎带，上有大量角砾碎块，直径可达 1~3 米。由此看来，海沟带实际上是一条断层带，又根据重力测量数据，多数学者认为是切穿岩石圈并切入上地幔的深大断裂。

重力测量和地震资料说明，在这里，大洋壳以较大的角度（45°±15°）向大陆壳下俯冲插入，换言之，大陆壳向着大洋壳之上仰冲。最初贝尼奥夫通过地震在这个带上作了较详细的研究，发现向大陆方向震源由浅变深构成一个倾斜带，所以这一条带又称为贝尼奥夫带。它实际上构成了环太平洋地震带。

海沟带和洋脊一样，都是地热流异常区，但海沟带显示了地热流值一低一高平行排列的特点。在海沟附近，显示一种地热流值较低（0.99~1.16 HFU）的特征，一般没有现代火山活动；而在海沟向陆一侧 150~200 千米左右，则往往是一系列火山带，在地貌上则显示一系列岛弧带，热流值显著升高，可达 2.0 HFU 左右。在岛弧的靠大陆一侧，往往形成边缘海（或称弧后盆地），高地热流异常区也常扩大到这一地区。

板块学说认为，海沟俯冲带是消亡带。当洋壳到达海沟时，就俯冲下沉熔融，重返软流圈（图 4–5）。

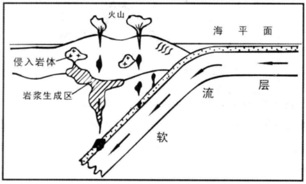


图 4–5 火山岛弧与俯冲带关系示意图

消亡带附近地震活动频繁。地震分布的特点是：震中位于海沟地带的都是浅源

地震，在海沟向大陆一侧，越接近大陆地震震源越深，在海沟向大洋一侧很少发生地震（图 4–6）。

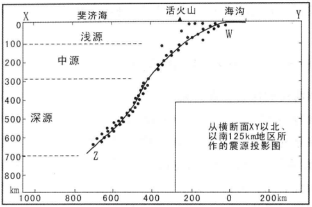


图 4–6　贝尼奥夫带示意图

世界上大部分活火山都分布在消亡带仰冲壳块的一侧，距离海沟中心线 150~200 千米，形成了一条火山带，称为火山岛弧和陆缘火山链。如太平洋西北部和西部的阿留申群岛、千岛群岛、日本群岛、琉球群岛等，均为火山岛弧，南美西部边缘的安第斯山脉则是一条延伸最长的现代陆缘火山链。形成的火山岩，常见的是安山岩带，可作为岛弧或活动大陆边缘的特征岩石；在向大洋一侧可以出现拉斑玄武岩，在向大陆一侧可以出现橄榄玄武岩，在陆缘或陆壳增厚的地区可见流纹岩。

楔块运动的观点认为，不存在所谓的俯冲带。海沟是二级倒楔与洋盆正楔之间的边界断层在地表形成的深渊（图 4–7）。

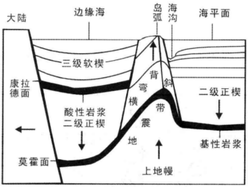


图 4–7　楔块运动旋回中的岛弧、海沟和地震带示意图

洋脊是一级倒楔发展形成的，其边界附近不能形成海沟。这是因为从洋脊流出的熔岩流不仅覆盖在倒楔顶部，还流入倒楔两侧的正硬楔块形成的凹陷中，沿正楔块的表面继续流动，直到凝固为止。熔岩流过的地方，坑坑洼洼都填平了，因此不能形成深渊；二级倒楔靠近大陆的断层边界也很少形成海沟。这是因为靠近大陆一侧的正楔块一般是软楔，软楔运动造山，岩石塑性变形大，不能形成深渊；二级倒

楔靠近洋盆的断层边界是硬楔，硬楔运动造盆。这里离大洋中脊很远，熔岩流不容易到达；岛弧的隆起，阻挡了来自于大陆的沉积物，岛弧的火山以中心式为主，缺乏大量的熔岩流。在二级倒楔靠近洋盆的一侧，洋壳不断下降，堆积物缺乏，在地表就形成了深渊，成为海沟（图 4–1–C）。如果岛弧两侧都是硬楔，就有可能在岛弧的两侧都形成海沟。

板块学说认为，大洋中脊是地幔物质上升形成新洋壳的场所，海沟和岛弧是洋壳俯冲消融的地方，但在东太平洋北部发现海沟和洋脊两种情况却在一个地方同时存在。太平洋东北部磁异常条带愈靠近海沟年代愈新的事实，说明海沟是压性断裂，但不一定就是洋壳俯冲的地带。

日本地质学家对野外地质的研究否定日本列岛下存在消减作用。Takao Yano 指出，日本岛弧—海沟系是在重力影响下，岛弧不对称穹状隆起产生的。不对称穹状隆起是位于其轴下，来自东亚大陆边缘的低速、高温热物质层倾斜上涌驱动的结果。Hisao Adachi 论证了以深层南北向熔融体控制垂直的构造岩浆活动，可合理解释日本中部大深沟地区晚新生带的地质现象，与伊豆—小笠原岛弧晚中新世以来自南南东与大深沟地区南部碰撞的假说不相容。Yasumoto Suzuki 论述了日本中新世以来以地堑、地垒块断伴以强烈岩浆活动的地质背景，否定日本列岛下存在消减作用。朱炳泉（2006）研究认为，西太平洋的重要南北向弧—小笠原—马利亚纳弧不存在贝尼霍夫带。地震层析资料则可见到近垂直的不连续冷体。近垂直的俯冲在力学上也难以解释。

1975 年，哈珀研究认为，发生于海沟的浅震，已证明是由正断层所引起的。在中美洲海沟的深潜观察发现，海沟轴线附近，在靠近大洋一侧是一些断距不大的正断层所组成的阶梯状断层；在靠近大陆一侧，为陡峻谷壁，其上有许多近垂直的 V 形断层沟槽和阶步（滑阶）；而在轴线附近为一宽约 30 米的破碎带，上有大量角砾碎块，应是一条正断层带。这和楔块运动的观点相一致。

4.2.2.2.1　关于活动频繁的地震带的问题

楔块运动观点认为，地震与倒楔运动，即与岛弧密切相关。倒楔运动容易引起地震的原因分析如下：

（1）背斜横弯，容易断裂：倒楔在岩浆底辟作用下，能形成横弯背斜。背斜弯曲到塑性极限，就会张裂，形成走向断裂，引起地震。

（2）岩浆富集，容易隐爆：岩浆和挥发性气体在倒楔底部大量富集，容易发生底辟—隐爆作用。底辟作用能在倒楔中形成横弯背斜，进而在背斜的上部产生放射状的张裂隙而削弱盖层的承压强度。当圈闭内的流体压力超过了经削弱后盖层的承压强度时，就会发生隐爆，引起地震。

（3）质量变小，容易震动：楔块在运动过程中，质量的大小是不断发生变化

的。在楔块系统中，正楔由于在下降过程中不断扩张，其质量不断增大；倒楔在上升过程中，不断弯曲，顶部被剥蚀，底部被熔蚀，其质量不断变小。根据牛顿第一定律，质量小则惯性小。因此，在同等力的作用下，质量较小的倒楔相对于质量较大的正楔容易改变运动状态，引起地震。

楔块运动观点认为，岛弧是二级倒楔演变而成的。在二级“两堑夹一垒”楔块系统中，位于倒楔两侧的正楔不断下降，挤压楔块底部的岩浆进入倒楔，岩浆底辟推动倒楔上升，并使倒楔发生弯曲形成横弯背斜。横弯背斜的核部是良好的圈闭构造。岩浆侵入圈闭后，导致内压不断升高，最终圈闭发生隐爆，形成地震。

地震主要分布在由倒楔演变成的横弯背斜中岩浆与围岩的接触带上。由于陆壳的莫霍面比洋壳深，因此岛弧中岩浆与围岩的接触边界是不对称的，大陆一侧的边界平缓；大洋一侧的边界陡直，圈闭隐爆形成的地震震源，从海沟到大陆有由浅变深的趋势（图 4–7）。

高导夹层或低速夹层的存在和地震震源的水平层状分布，是圈闭隐爆的依据。水平震源带在各地的深度不一致，如在帕米尔地区为 35~40 千米深，在阿留申岛弧西部约为 20 千米深。水平震源带有时与低速层吻合，有时直接分布在低速层的顶板或底板内。地壳内部及其底部的低速层，主要分布在现代活动带内，但并不限于这些活动带，在太平洋东部的大洋、大陆古生代褶皱带、古老的大陆地台和地盾之下均发现有低速层。故以水平震源带为标志的岩石圈分层构造，不仅遍布岩石圈的活动带，而且遍及岩石圈的稳定区。

至于中源、深源地震，可能与俯冲带没有关系。这是因为软流层以下的地幔塑性较大，断层很难形成。但岩浆的底辟—隐爆作用仍然存在，能引起地震发生。

地震带与海沟无关。如果要定义一条与地震相关的贝尼奥夫带的话，这条带应是倒楔中岩浆在底辟过程中与上覆岩石形成的接触带。

4.2.2.2.2　关于活动频繁的火山活动带问题

楔块运动观点认为，岛弧是二级倒楔演变而成的。倒楔由于岩浆底辟而上升。岩浆不断侵入，直至冲出地表而形成岛弧和洋脊，因此，岛弧必然是活动频繁的火山活动带。

岛弧上的火山岩主要有玄武岩、安山岩和流纹岩三类。楔块运动观点认为，玄武岩来自莫霍面熔融岩浆，流纹岩来自康拉德面熔融岩浆；安山岩是流纹岩浆和玄武岩浆混合的产物。

4.2.2.3　关于在转换断层形成机制上的区别

板块学说认为，转换断层是横切洋脊、断层性质在洋脊内外发生转换（洋脊之间两盘反向错动；洋脊之外两盘同向错动）的断层组；转换断层是海底扩张作用形

成的。

楔块运动观点认为，转换断层是倒楔中形成的横弯背斜发生差异性抬升作用而形成的断层组。横弯背斜的轴线是弯曲的，岩浆底辟的浮力是不均匀的；由于倒楔底部不同地段岩浆生成的数量和底辟—隐爆作用的强度以及发生的时期是不同的，发生差异性抬升必然产生横向断层组。断层横切背斜两翼，地层是对称的；在横弯背斜范围内，由于圈闭隐爆，地震频繁；在横弯背斜之外，由于很少有圈闭隐爆，地震少见。

在横弯背斜的不同地段，倒楔抬升的运动有先有后、有强有弱，形成横切洋脊（或岛弧）的断层就会越来越多。

4.2.2.4 关于在海底扩张机制上的区别

板块学说认为：密度较小的大洋壳浮在密度较大的地幔软流圈之上；由于地幔温度不均一，导致地幔物质密度不均一，从而在地幔或软流圈中引起物质的对流，形成若干环流；在两个向上环流的地方，大洋壳受到拉张作用，形成大洋中脊，中脊被拉开形成两排脊峰和中间谷，来自地幔的岩浆不断从洋脊涌出，冷凝后形成新的洋壳，所以大洋中脊又叫生长脊，温度和热流值都较高；新洋壳不断生长，随着地幔环流不断向两侧推开，也就是如传送带一样不断向两侧扩张，因此就产生了地磁异常条带在大洋中脊两旁有规律地排列以及洋壳年龄离洋脊越远越老的现象；大洋中脊两侧向外扩张的速度（半速度）大约为每年 1~2 厘米，有的可达 3~8 厘米；在向下环流的地方，或在不断扩张的大洋壳与大陆壳相遇的地方，由于前者密度较大，位置较低，便向大陆壳下俯冲，形成海沟；向大陆壳下面倾斜插入的大洋壳，由于远离中脊，已经变冷，同时海底沉积物中的水分也被带入深部，形成海沟低热流值带；另一方面，由于深部地热作用，再加上强大的摩擦，在大约深 150~200 千米处，大洋壳局部或全部熔融，形成岩浆，岩浆及挥发成分的强大内压促使其向上侵入，并携带大量热能上升，因此在海沟向陆一侧一定距离处形成高热流值；同时，来自地幔的以及混杂了重熔陆壳的岩浆喷出地表形成火山和岛弧；这些火山喷出的岩浆，由于混入了硅铝层（沉积物，大陆壳重熔物质）的成分，因此经常是属于中性的安山岩质（在环太平洋区安山岩出露的界线，称为安山岩线）。大洋壳俯冲带，由于其下部逐渐熔化、混合而消亡，所以贝尼奥夫带又称为大洋壳消亡带。

海底扩张对于许多海底地形、地质和地球物理的特征，都能做出很好的解释。特别是它提出大洋壳不是固定的和永恒不变的，而是经历着“新陈代谢”的过程。地表总面积基本上是一个常数，既然有一部分洋壳不断新生和扩张，那就必然有一部分洋壳逐渐消亡。这一过程大约需 2 亿年。这就是在洋底未发现年龄比这更老的岩石的缘故。

由于在洋壳中发现了陆壳断块（比如西太平洋组成大洋高原的地壳结构可与大陆地盾或大陆山脉相比较）；有洋脊的海区不一定有海沟出现（比如大西洋）；有海沟环绕的板块，不一定有洋脊出现（比如菲律宾板块）。说明洋底未必发生“地幔对流”。

众所周知，岩浆是向压强低的方向流动的，如果真有裂谷直达软流层，地表是压强最低的方向，岩浆会源源不断地流出地表，不会推动洋壳运动。如果洋脊真的能推动板块运动的话，那么非洲三面被洋脊包围着，应处于压缩状态，为什么东非出现张性裂谷？

楔块运动观点认为，“海底扩张”是正硬楔运动造成的。

正硬楔顶大底小，下降时，挤压围岩褶皱或增厚。在运动过程中，顶部新形成的沉积层，仍然是顶大底小。正楔块的垂直运动能引起围岩的水平运动，致使洋盆不断加宽。比如，当边界断面倾角为45°的正硬楔块下降时，能引起围岩双倍距离以上的水平运动（等腰直角三角形的锐角为45°，直角边 a 和 b 相等。由于正楔块剖面的两边有两个直角三角形，一个垂直距离 b 对应两个水平距离 a，$s=x+2a=x+2b$）；当边界断面倾角为30°的正硬楔块做垂直运动时，能引起围岩1.15倍距离以上的水平运动（同理，$s=0.577b\times2+x\approx1.15b+x$）。因此认为，地壳的水平运动是由楔块的垂直运动引起的。地壳以水平运动为主，还是以垂直运动为主？主要取决于楔块边界断层面倾角的大小（图3–11）。倾角小则以垂直运动为主；倾角大则以水平运动为主。

如果新形成的顶层还是刚性岩石的话，海底就能够扩张得很宽。大西洋中间是洋中脊，有大量的熔岩堆积在洋盆中，顶部形成的岩石以火山岩为主，较之围岩仍是硬楔，这就导致了“海底扩张”得越来越宽。

4.2.2.5　关于在老洋壳消亡机制上的区别

板块学说认为，新洋壳浮在软流圈上，随着对流被动移动，从洋脊起像传送带一样运载到海沟，俯冲入地幔并局部熔融，最终消失于软流圈中，构成一个封闭的循环系统，海底洋壳每隔2亿~3亿年完全更新一次。

楔块运动观点认为，既然洋脊不能引起真正的海底扩张，也就不能形成俯冲带。太平洋古老的岩石的消亡是在楔块底部进行的。大面积的海洋盆地是正硬楔运动形成的，楔块的顶部不断有新岩层形成；楔块的底部不断有老岩层熔融，生成岩浆。生成的岩浆在正楔块的负荷压力下，进入倒楔核部，然后沿洋脊断裂喷出地表，完成地质大循环。因此，在大洋盆地绝大部分的老岩层是在洋底消亡的。洋底高原和洋脊是倒楔运动形成的，倒楔在岩浆底辟作用下能形成横弯背斜，因此在背斜的两翼能保留一部分古老岩层。

深海钻探证明洋底确实存在着垂直运动的证据。这种垂直运动可使原先位于海平面之上的陆地下沉到海面以下 5 千米的深处。大西洋内这样的实例远不止一处。最近的研究还表明：洋底高原可能多具陆壳性质，西太平洋的组成大洋高原的地壳结构可与大陆地盾或大陆山脉相比较，反映它们可能是原大陆的残块。深海钻探揭露的事实支持楔块运动观点。

4.2.2.6 关于在地体形成机制上的区别

在板块学说中，关于构造事件和造山作用的模式，只有岩石圈板块俯冲作用和板块碰撞作用所形成的岛弧、火山和褶皱山脉等。但后来人们发现了很多以断层为边界的地质实体，这些地质实体与其相邻区域相比，显示出具有不同的地质构造、沉积建造、生物化石群落、地质历史等，但却不具有俯冲或碰撞的痕迹，被认为显示出是从遥远距离迁移（或漂移）而来的与原地地质体拼贴或连接在一起的特征，这种呈独立于邻区的外来体称为地体，或称构造地层地体。换言之，地体就是通过不同途径拼贴或连接在大陆边缘或褶皱带边缘的外来的岩石圈碎块或岩片。

楔块运动观点认为，正三级楔块都是软楔，软楔运动造陆。每个正三级楔块大陆在沉积特征、化石种类、构造格架、基底性质、发展历史等方面都具有独有的特征，是地体。正楔之间有倒楔分割，倒楔是在沉积特征、化石种类、构造格架、基底性质、发展历史等方面与正楔不同的地质体。它们不需要从遥远距离迁移（或漂移）而来与原地地质体拼贴或连接在一起，而是在本地由楔块系统运动形成的。

4.2.2.7 关于在蛇绿岩套形成机制上的区别

板块学说认为，地缝合线是两陆地板块碰撞结合的地带。

在地缝合线地带，常出现一套特有的岩体，这种岩体的成分自下而上往往是超基性岩、基性深成岩（辉长岩）、枕状基性熔岩（玄武岩）、深海沉积岩（含放射虫硅质岩或大理岩等），同时其中超基性岩和基性岩多已变为含绿泥石、蛇纹石等绿色岩石，故名之为蛇绿岩套。

在大陆内部，层序完整的蛇绿岩套并不多见，通常由于构造破坏只出露其中某一部分，平行于地缝合线呈窄条带状断续展布，与围岩呈断层接触或成推覆体。它虽然常和断裂带伴随，但不是沿断裂带的侵入体，没有冷凝边和接触变质现象。

近年来，国内外地质工作者在大陆地槽褶皱山系内，如塞浦路斯的特罗多斯、巴布亚新几内亚、希腊的沃里诺斯山脉、欧洲的加里东山脉和阿尔卑斯山脉、俄罗斯的乌拉尔山脉和萨彦岭、美国的阿巴拉契亚山脉和海岸山脉、加拿大的纽芬兰，以及我国的雅鲁藏布江、台湾纵谷、祁连山、秦岭、桂北九万大山等地，都先后发现了蛇绿岩套。

楔块运动观点认为，蛇绿岩套是组成倒楔的物质经变质作用形成的。倒楔主要由洋壳岩石组成，有来自软流圈的超基性岩，有来自莫霍面的基性岩，还有深海沉积岩等。倒楔在岩浆底辟作用下，不断抬升，发生变质，演变成横弯背斜式的蛇绿岩套，夹在“两堑”形成的褶皱带之间。由于倒楔顶小底大，在地表呈带状分布，构成所谓的地缝合线。

4.2.2.8 关于在双变质岩形成机制上的区别

板块学说认为，在俯冲带一侧的上面和仰冲带一侧的下面，常可生成以蓝闪石片岩为代表的高压低温变质带。它通常与混杂岩、蛇绿岩套相伴生。蓝闪石片岩又名蓝片岩，由蓝闪石、硬玉、硬柱石、黑硬绿泥石等矿物组成，生成的温度为 250 ℃~400 ℃、压力为 500~700 MPa。在仰冲板块的一侧，常有火山发生和岩浆侵入。在岩浆侵入接触带上，常生成以硅线石—红柱石片岩为代表的低压高温变质带。高压低温变质带和低压高温变质带往往成对出现，构成双变质带。如在日本列岛上就有三对双变质带（图 4–8）。

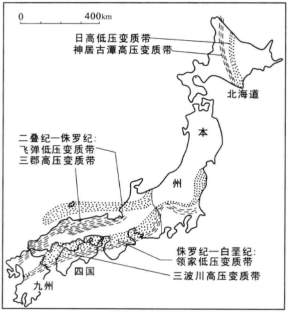


图 4–8　日本的三对双变质带示意图

有些消亡带，只出现以蓝晶石片岩为代表的中压变质带或者单个低压高温变质带。

楔块运动观点认为，岛弧是二级倒楔形成的。变质作用的三要素是温度、压力和流体相。在二级“两堑夹一垒”楔块系统中，正硬楔运动造洋，对夹在两堑之间的“一垒”具有强大的挤压作用。在有岩浆底辟作用的倒楔内部，具备低压高温和

流体相活动的条件，形成了高温低压变质岩带；在倒楔的边界，具备高压低温条件，形成了高压低温变质带。对边缘海底部的正楔来说，早期是硬楔运动，晚期是软楔运动，只有在硬楔运动时才能在边界形成高压变质岩。倒楔在岩浆底辟作用下抬升，能把在倒楔下部形成的变质岩带到地表来（图 4–9）。这样，在岛弧地区，就形成了“双变质带”，也可以出现两高压变质带夹一低压变质带，或一条变质带的现象。

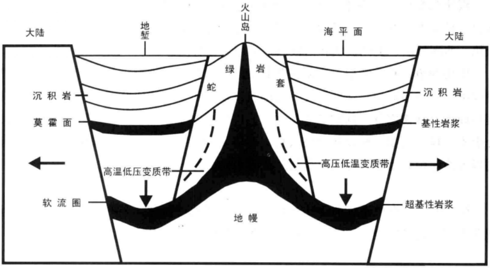


图 4–9 “两堑夹一垒”倒楔中双变质带形成示意图

4.2.2.9 关于在混杂岩带形成机制上的区别

混杂岩是不同地点、不同成因、不同时代、不同性质的岩石和沉积物，经破碎、混杂堆积在一起，形成混杂堆积。所形成的岩体，称为混杂岩体。混杂岩体的成分很复杂，粗细不一，杂乱无章。有时夹的岩块很大，直径可达数百米，甚至数千米，貌似飞来峰。

板块学说认为，由于混杂岩体是呈楔形体分布在俯冲带上，所以又称为增生楔形体。当沿着仰冲和俯冲板块的接触边界成带状分布时，便称为混杂岩带。

楔块运动观点认为，混杂岩体是倒楔底部岩浆底辟—隐爆作用形成的。隐爆能形成角砾，由于形成圈闭的围岩成分复杂，圈闭隐爆后形成的角砾“成分很复杂，粗细不一，杂乱无章。有时夹的岩块很大，直径可达数百米，甚至数千米，貌似飞来峰”。岩浆底辟能把隐爆形成的不同地点、不同成因、不同时代、不同性质的角砾混杂堆积在一起，形成混杂堆积。

岛弧所在的倒楔，在岩浆的底辟作用下能形成横弯背斜，在横弯背斜的核部已

经发现有变质核杂岩体和混杂岩分布。

北美科迪勒拉造山带内产出的变质核杂岩是孤立分散的，但是这些孤立分散的变质核杂岩又位于一条与造山带走向一致的窄带内，该带岩浆活动强烈。有人认为变质核杂岩带与强烈岩浆活动带密切相关，从而形成了穹隆作用—岩浆侵入—变质核杂岩三位一体的现象，这与倒楔运动形成混杂岩的机制完全相同。

4.2.2.10 关于在块体边界和数量上的区别

板块和楔块都是块体。板块的边界有拉张型（洋脊）、挤压型（海沟）和转换断层三种类型；按照这三种边界类型把全球划分为太平洋板块、欧亚板块、印度洋板块、非洲板块、美洲板块和南极洲板块六大板块。

楔块的边界有正断层、逆断层和斜滑断层三种主要类型。正断层在一定的发展阶段可以变成逆断层；逆断层在一定的发展阶段可以变成正断层。楔块有正楔、倒楔和硬楔、软楔之分，其数量有很多个，广泛分布于大陆和海洋。另外，块体的划分也不一样。比如，楔块运动模式把大西洋划分为一个一级正硬楔块；而板块学说则以大西洋中脊为界，把大西洋划分在两大板块内。

综上所述，楔块系统的运动过程与板块的运动过程是完全不同的；对同一地质现象的解释也是完全不同的。可见，两者之间存在着本质区别。

5 楔块运动与中国地槽的海陆变迁

5.1 中国地槽区和地台区简介

5.1.1 中国地槽区简介

中国古生代以来的地槽褶皱区主要分布于中国北部、西南部和东部边缘，按分布位置可划分成 3 个地槽褶皱区：北部地槽褶皱区、西南地槽褶皱区和滨（环）太平洋地槽褶皱区。

北部地槽褶皱区位于塔里木—华北（中朝）地台之北。它是发育于西伯利亚地台南缘和塔里木—华北（中朝）地台北缘广阔的中亚—蒙古地槽区的一部分，这是一个自元古代至古生代末长期发育的巨大地槽区。

北部地槽褶皱区包括：

（1）额尔古纳加里东褶皱系（早加里东）；

（2）阿尔泰华力西褶皱系（早华力西）；

（3）准噶尔华力西褶皱系（中华力西）；

（4）天山华力西褶皱系（晚华力西）；

（5）准噶尔地块；

（6）内蒙—大兴安岭华力西褶皱系（晚华力西）；

（7）吉黑华力西褶皱系（晚华力西）；

（8）松辽地块。

西南地槽褶皱区位于扬子地台之西，介于塔里木—华北（中朝）地台与印度地台之间。这是一个发育于塔里木—华北（中朝）地台南缘和印度地台北缘，从古生代至新生代长期活动的地槽区，是巨大的特提斯地槽带的重要组成部分。

西南地槽褶皱区包括：

（1）祁连加里东褶皱系；

（2）昆仑华力西褶皱系；

（3）柴达木地块；

（4）秦岭印支褶皱系；

（5）巴颜喀拉—甘孜印支褶皱系；

（6）三江印支褶皱系；

（7）喀喇昆仑—唐古拉燕山褶皱系（早燕山）；

（8）冈底斯—念青唐古拉燕山褶皱系（晚燕山）；

（9）雅鲁藏布喜马拉雅褶皱系。

滨（环）太平洋地槽褶皱区位于中国东南和东北边缘，包括扬子地台以南的华南地区和中国东北的东部边缘，以及台湾及其附近岛屿。这是一个发育于亚洲大陆东缘与西太平洋洋盆之间，从古生代至新生代长期活动的地槽区，属亚洲东部滨太平洋地槽区和西太平洋岛弧地槽区的一部分。

滨（环）太平洋地槽褶皱区包括以下构造单元：

（1）延边华力西褶皱系；

（2）那丹哈达燕山褶皱带；

（3）华南加里东褶皱系；

（4）东南沿海华力西褶皱系；

（5）台湾喜马拉雅褶皱系。

中国有各个时期的地槽褶皱系。它们发育于不同的构造旋回，出现在不同的构造空间。它们具有一般地槽的一些共同特征（图 5-1）。

5.1.1.1 中国地槽的活动特征

中国地槽有着不同的发育方式。其中一部分地槽是从元古代以来继承发展的地槽，如华南地槽褶皱系；另一部分地槽是在古陆壳基础上，由陆壳断陷裂开形成的地槽，如北祁连地槽褶皱带。后者在地槽系中部往往存在一个中央隆起带。

中国地槽发展过程中内部构造状况的变化不一。其中一部分地槽中部有一个中央隆起或地背斜，地槽从中央向两侧逐渐褶皱回返，地向斜范围逐渐向外侧迁移，如天山地槽褶皱系；另一部分地槽则是地槽边缘部分首先褶皱回返上隆，地槽凹陷由两侧向内部逐渐迁移，如华南地槽褶皱系和内蒙—大兴安岭地槽褶皱系。

中国地槽褶皱系地槽期的火山活动特征和强度不同。一部分地槽褶皱系地槽期的火山活动强烈、频繁，具优地槽特征。其中少部分以海底基性喷发岩为主，并同基性、超基性侵入体及深海沉积一起组成蛇绿岩套，如北祁连地向斜；大部分则以

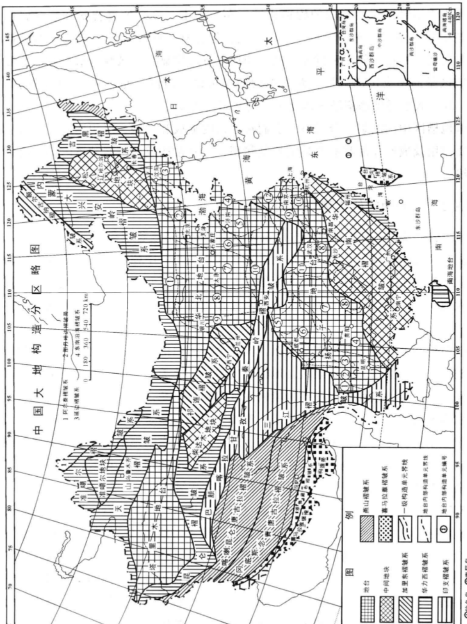


图 5-1 中国大地构造分区略图

中酸性火山活动为主，发育巨厚的中酸性火山岩及其碎屑岩，如天山地槽褶皱系等。另一部分地槽褶皱系地槽期的火山活动十分微弱，主要发育巨厚的碎屑复理石建造或（和）碳酸盐建造，具冒地槽特征，如华南地槽褶皱系。

中国地槽褶皱回返后形成的构造比较复杂，多由一系列的复背斜和复向斜组成。这些褶皱大多呈紧密的同斜、倒转褶皱，但也有一些较开阔的褶皱和短轴褶皱。没有大规模的逆掩作用和推复构造。构造线方向明显受区域性构造控制。北部地槽褶皱区呈向南突出的弧形，西南地槽褶皱区以北西西—北西—北北西方向为主，滨（环）太平洋地槽褶皱区以北东—北北东向为主。

中国地槽区中深断裂十分发育，它们对地槽的形成和发展、沉积建造、岩浆活动、变质作用及成矿作用都有明显的控制作用，并常常构成地槽褶皱系内部构造单元的界线。

5.1.1.2 中国地槽的构造迁移

中国地槽褶皱区在其发展过程中，表现出明显的构造迁移现象。

中国北部地槽褶皱区是位于西伯利亚地台与塔里木—中朝（华北）地台之间的中亚—蒙古地槽区的一部分，属陆间地槽区。这是一个自元古代至古生代末长期发育的巨大地槽区。地槽总体表现为由北向南迁移为主、由南向北迁移为辅的偏对称迁移。

靠近西伯利亚地台为加里东褶皱区，其南为华力西褶皱区；华北地台之北为加里东褶皱区，再北为华力西褶皱区。地槽最后封闭于北天山—内蒙古二连浩特、西拉木伦河一带。这种迁移现象在中国境内表现得十分清楚。中国北部地槽褶皱区西部，阿尔泰地槽褶皱系于泥盆纪末褶皱；准噶尔地槽褶皱系在早石炭世末褶皱，天山地槽褶皱系直到早二叠世末才全部褶皱。东部，额尔古纳地槽褶皱系于早寒武世末褶皱；内蒙—大兴安岭地槽褶皱系，加里东运动在南北两侧先褶皱，最后于早二叠世末全部褶皱；吉黑地槽褶皱系迟至二叠纪末才褶皱。

西南地槽褶皱区是位于塔里木—中朝（华北）地台与印度地台、扬子地台之间的陆间地槽区。这是一个自古生代至新生代长期活动的地槽区。地槽总体也表现为由北东向南西迁移为主、由南向北迁移为辅的偏对称迁移。北部，祁连山为加里东褶皱系，昆仑山为华力西褶皱系，秦岭、巴颜喀拉—甘孜、三江为印支褶皱系，喀喇昆仑—唐古拉为早燕山褶皱系，冈底斯—念青唐古拉为晚燕山褶皱系；南部，北喜马拉雅主要为中生代地槽，雅鲁藏布则是新生代地槽褶皱带。

滨（环）太平洋地槽褶皱区包括滨太平洋地槽区和西太平洋岛弧地槽区，以及其间的陆缘海盆和边缘海盆。这是一个自古生代以来长期发育的陆缘地槽区。地槽发展的总趋势是由西向东离陆向洋迁移。靠近亚洲大陆为古生代及中生代褶皱系，

远离大陆为新生代褶皱系。这在中国境内表现得十分清楚。中国华南为加里东褶皱系，东南沿海为华力西褶皱系，台湾为喜马拉雅褶皱系。东北的延边为华力西褶皱系，那丹哈达岭为早燕山褶皱带。

5.1.1.3 中国地槽与地台的接触关系

中国地槽与地台呈现两种不同的接触关系——突变式与过渡式。

突变式接触关系是指地槽与地台之间以岩石圈断裂或超岩石圈断裂相接触，地台边缘往往是一个正性活动带（地轴）。如华北地台北侧为长期上隆的内蒙地轴，与内蒙—大兴安岭地槽以内蒙地轴北缘深断裂相接触。当内蒙—大兴安岭地槽强烈活动时，内蒙地轴亦显示了高度的活动性，不仅表现为强烈的上升运动，而且还有加里东期和华力西期的花岗岩浆侵入。扬子地台西部，康滇地轴南端与三江地槽之间以红河深断裂相接触，二者也呈现突变式接触关系。

过渡式接触关系就是地槽与地台之间呈构造过渡状态。

这有两种情况：

一种是地台与地槽之间仍以深断裂为界，但是，地台边缘往往是一个负性活动带（台缘凹陷）。如扬子地台与巴颜喀拉—甘孜地槽及秦岭地槽之间，以龙门山深断裂、城口—房县深断裂、襄樊—广济深断裂为界，地台北缘为龙门山—大巴山台褶带。华北地台南缘与秦岭地槽之间，以秦岭地轴北缘深断裂、确山—肥东深断裂为界，地台南缘为豫淮台褶带。

另一种是地槽与地台之间呈明显的构造过渡现象。如扬子地台西缘与巴颜喀拉—甘孜地槽褶皱系之间有盐源—丽江过渡带（台褶带）；华北地台西南侧与祁连地槽褶皱系之间有河西走廊过渡带（边缘凹陷）和鄂尔多斯西缘过渡带（贺兰—六盘台褶带）。塔里木地台在柯坪一带与天山地槽褶皱系之间也呈过渡关系。

5.1.1.4 中国的地槽褶皱系与楔块运动构造旋回的对应关系

地台和地块是地壳的相对稳定区；地槽是地壳的相对活动区。按照楔块运动的旋回演化模式，可以把同一构造运动的几个地槽褶皱系作为一个楔块系统构造旋回来研究。如把天山华力西褶皱系和准噶尔—阿尔泰华力西褶皱系合并为天山—准噶尔—阿尔泰楔块构造旋回；吉黑华力西褶皱系和延边华力西褶皱系合并为吉黑—延边楔块构造旋回；把巴颜喀拉—甘孜印支褶皱系和三江印支褶皱系合并为巴颜喀拉—甘孜—三江楔块构造旋回；把喀喇昆仑—唐古拉褶皱系和冈底斯—念青唐古拉褶皱系合并为喀喇昆仑—唐古拉、冈底斯—念青唐古拉楔块构造旋回；把东南沿海褶皱系、台湾喜马拉雅褶皱系和东海喜马拉雅凹陷合并为东南沿海—台湾楔块构造旋回等。额尔古纳褶皱系、那丹哈达褶皱带大部分在国外，资料缺乏，不进行专门

研究。按照中国的地槽褶皱系与楔块运动构造旋回的对应关系，中国的楔块运动构造旋回共划分为 11 个，其具体位置与中国地槽褶皱系的对应位置一致（图 5–1）。名称如下：

（1）祁连楔块构造旋回；

（2）华南楔块构造旋回；

（3）天山—准噶尔—阿尔泰楔块构造旋回；

（4）内蒙—大兴安岭楔块构造旋回；

（5）吉黑—延边楔块构造旋回；

（6）昆仑楔块构造旋回；

（7）秦岭楔块构造旋回；

（8）巴颜喀拉—甘孜—三江楔块构造旋回；

（9）喀喇昆仑—唐古拉、冈底斯—念青唐古拉楔块构造旋回；

（10）东南沿海—台湾楔块构造旋回；

（11）雅鲁藏布楔块构造旋回。

5.1.2 中国地台区简介

地台区代表地壳上构造活动微弱、相对稳定的地区，垂直运动速度缓慢、幅度小，沉积作用广泛而较均一，岩浆作用、构造运动和变质作用也都比较微弱。地台区的外形呈近似圆形，直径可达数千千米，是地壳大地构造中相对稳定的构造单元。

中国的地台区包括华北地台、扬子地台、塔里木地台、南海地台和喜马拉雅辗掩构造带。它们主要分布于中国中东部。

华北地台是一个早元古代末形成的地台。它的沉积盖层包括中元古界至奥陶系浅海沉积，石炭、二叠系陆相夹海相沉积和中生界、新生界陆相沉积。华北地台总体呈三角形，主体位于中国华北地区，东北角延至朝鲜北部，故也称为中朝地台。它是中国时代最老、面积最大的地台。

扬子地台形成于晚元古代早期，震旦系至三叠系广泛分布的海相沉积和中生界、新生界陆相沉积组成它的沉积盖层。扬子地台沿中国长江流域分布，是中国第二个重要的地台。

塔里木地台也是晚元古代早期形成的地台。它的内部大部分被新生界沉积覆盖，周围为古生代地槽褶皱系包围，过去一般都称它为塔里木中间地块。

喜马拉雅辗掩构造带属印度地台北缘。

除此以外，还有若干分布于地槽内部的小型中间地块。

5.1.2.1 华北地台

华北地台包括华北大部、东北南部、西北东部、渤海及北黄海，轮廓近似三角形。除东南角以郯城—庐江深断裂和嘉山—响水深断裂与扬子地台相邻外，南北两面均为不同时代的褶皱系所围绕，其间均以深断裂为界。北界为阿拉善北缘深断裂和内蒙地轴北缘深断裂，西南界为龙首山深断裂、秦岭地轴北缘深断裂和确山—肥东深断裂。

华北地台的现代地形比较复杂，总体表现为西高东低，以平原、高原为主。边缘多为高山环绕，北有阴山山脉，西南有合黎山、龙首山、贺兰山、六盘山和嵩山，山脉走向多与地台边界走向一致。地台内部也有很多重要山脉，如燕山、恒山、五台山、太行山、吕梁山、中条山和泰山，它们的走向以北东—北北东为主。

华北地台是中国时代最老的地台，它以太古代和早元古代的变质岩系组成基底，以中元古代以来广泛发育的沉积岩系为盖层。

华北地台根据内部地质构造发展的差异性可划分为以下内部构造单元（图 5-1）：

5.1.2.1.1 内蒙地轴

内蒙地轴是华北地台北缘近东西向的长期隆起的带状地带。西段多为沙漠地区，中东段基底岩系出露广泛。古生代海相盖层不发育。中生代、新生代断裂火山活动频繁，有多次岩浆侵入活动。盖层构造变动以断裂为主。

5.1.2.1.2 燕山台褶带

燕山台褶带为内蒙地轴东段轴缘凹陷。中晚元古代—古生代海相及海陆交互相沉积发育，其中中元古代至晚元古代早期凹陷幅度较大，具沉降带特征。印支、燕山运动强烈、频繁，有多次火山喷发及岩浆侵入。盖层褶皱、断裂都较发育，形成过渡型褶皱。新生代东端形成下辽河断陷。

5.1.2.1.3 辽东台隆

辽东台隆是华北地台东北角的一个相对隆起区。由近东西向的基底隆起、凹陷相间组成。隆起区基底岩系广泛出露，凹陷区盖层较发育，印支、燕山运动使盖层全部褶皱。中新生代断裂分异作用较显著，具火山喷发和小规模岩浆侵入活动。

5.1.2.1.4 鲁东台隆

鲁东台隆是华北地台东缘的长期隆起区。基底岩系广泛出露，缺乏海相沉积盖层。中生代、新生代形成较大的内陆断陷盆地，火山活动和岩浆侵入活动广泛。

5.1.2.1.5 鲁西断隆

鲁西断隆在古生代阶段为相对隆起区。各时代沉积厚度较小。中生代小型内陆断陷盆地发育。燕山运动以断裂为主。

5.1.2.1.6　华北断凹

华北断凹为新生代断块凹陷区。第四纪沉积物广泛覆盖。基底埋深可达 7 000 米，主要呈北东—北东东向隆起和凹陷。

5.1.2.1.7　山西断隆

山西断隆在晚元古代以隆起剥蚀为主，在古生代处于相对上隆状态，中生代以来以断块上隆为主。内部形成沁水、大同、宁武等陆相盆地。燕山运动形成的盖层褶皱较平缓，断裂较发育。

5.1.2.1.8　鄂尔多斯台凹

鄂尔多斯台凹是华北地台西部的一个巨型中生代显著凹陷区。陆相地层厚度巨大，可达 5 000~7 000 米。燕山运动形成平缓褶皱，南北边缘形成新生代地堑式断陷盆地。

5.1.2.1.9　贺兰—六盘台褶带

贺兰—六盘台褶带是华北地台西缘的台缘凹陷带，也是地台与祁连山地槽之间的构造过渡带。中元古代—古生代为近南北向的凹陷带，中生代、新生代南北差异升降显著。燕山运动形成梳状褶皱，岩浆活动较微弱。

5.1.2.1.10　豫淮台褶带

豫淮台褶带是华北地台南缘的台缘凹陷带。中晚元古代为一断陷带，断裂火山活动较广泛。古生代海退较晚，为一长期凹陷地带。中生代、新生代断裂作用显著。

5.1.2.2　扬子地台

扬子地台包括从云南东部到江苏的几乎整个长江流域和南黄海，这是一个扬子旋回形成的地台。地台西南以金沙江—红河深断裂与三江印支褶皱系为界；西北以龙门山深断裂和丽江—安顺场深断裂与巴颜喀拉—甘孜印支褶皱系相邻；北以城口—房县深断裂和襄樊—广济深断裂与秦岭印支褶皱系相邻，东端北缘与华北地台相邻；东南与华南加里东褶皱系之间以南盘江深断裂、溆浦—四堡深断裂和江山—绍兴深断裂为界。

扬子地台总的地势是西高东低。地形区划为云贵高原、四川盆地和长江中下游平原。主要山脉有北缘的龙门山、米仓山、大巴山、大洪山，东南缘的天目山、怀玉山、幕阜山、九岭山、武陵山、九万大山，西部的大凉山、乌蒙山和中部的大娄山、巫山等。这些山脉走向明显地反映了区域构造线的方向。

扬子地台自形成以来，在其整个发展历史中，内部差异较明显。根据地台内部的升降差异，盖层发育及后期构造变动特征可以分为以下内部构造单元（图 5–1）：

5.1.2.2.1 盐源—丽江台褶带

盐源—丽江台褶带是扬子地台西缘古生代至三叠纪的凹陷带，是地台与西部地槽之间的过渡性构造单元，以三叠纪凹陷最为强烈。经印支、燕山，特别是喜马拉雅运动的强烈作用，形成变形较强烈的褶皱断裂带。早、晚二叠世之间有大量海相—陆相玄武岩喷溢。

5.1.2.2.2 康滇地轴

康滇地轴在震旦纪—中三叠世时期是隆起地带。印支运动后，大部分地区转化为内陆断陷盆地，发育巨厚的陆相沉积。喜马拉雅运动再次褶皱隆起。震旦纪、华力西期、印支期、燕山期都有岩浆活动。深、大断裂极为发育，是扬子地台的重要构造岩浆成矿带。

5.1.2.2.3 滇东台褶带

滇东台褶带是在康滇地轴内侧轴缘的凹陷带。震旦纪至早古生代为主要沉降期。早震旦世北段有大量以中酸性为主的火山喷发和花岗岩类岩浆侵入。早二叠世末至晚二叠世初有多次玄武岩浆喷溢。燕山、喜马拉雅运动形成较复杂的褶皱断裂带。

5.1.2.2.4 黔中南台凹

黔中南台凹在震旦纪至三叠纪为凹陷区。中三叠世以前的海相盖层发育良好。印支运动上升成陆，燕山运动全面褶皱，形成开阔平缓的短轴褶皱和穹隆构造，北部断裂较发育。

5.1.2.2.5 龙门山—大巴山台褶带

龙门山—大巴山台褶带是扬子地台北缘的古生代凹陷带。大巴山早古生代凹陷最显著；龙门山则以晚古生代，特别是泥盆纪凹陷为最强烈。印支、燕山、喜马拉雅运动使盖层形成线形及过渡型褶皱。走向断层极发育，常形成叠瓦状构造和辗掩构造。

5.1.2.2.6 四川台凹

四川台凹在古生代时期是地台上的相对隆起地带，缺失泥盆系和石炭系。印支运动后转换成大型凹陷，晚燕山运动，特别是早喜马拉雅运动后全面褶皱隆起。川中等地表层褶皱非常和缓，川东为北东向的梳状褶皱。

5.1.2.2.7 鄂黔台褶带

鄂黔台褶带在震旦纪至早古生代为凹陷带。晚古生代相对上隆，印支运动全部上升成陆。燕山运动全面褶皱，以箱状褶皱为主。

5.1.2.2.8 江南地轴

江南地轴是扬子地台东南边缘的一个长期活动的隆起带，构造上具有明显的过渡性质。雪峰运动影响较弱，后期经受过印支、燕山、喜马拉雅运动的多次改造。关于其归属尚有不同的认识。

5.1.2.2.9　下扬子台褶带

下扬子台褶带是震旦纪至三叠纪的凹陷带，以早古生代凹陷为最显著。中生代以来经受印支、燕山等多次构造岩浆作用，形成结构复杂的地台盖层褶皱带。

5.1.2.2.10　浙西—皖南台褶带

浙西—皖南台褶带是震旦纪至三叠纪的凹陷带，是扬子地台与华南加里东地槽之间的构造过渡区。早古生代，特别是晚奥陶世和志留纪下陷强烈。奥陶系—志留系具明显的地槽型沉积特征，故对其归属也有不同的认识。加里东运动以上升为主。印支运动盖层全面褶皱。燕山、喜马拉雅运动以断裂岩浆活动为主。

5.1.2.2.11　江汉断凹

江汉断凹是燕山中期后，白垩纪开始发育的陆相断陷盆地。

5.1.2.2.12　苏北断凹

苏北断凹（包括南黄海）是燕山中期后，白垩纪开始发育的以陆相为主的断陷盆地。

5.1.2.3　塔里木地台

塔里木地台位于新疆南部，天山以南，昆仑山以北，呈菱形块状，大致与塔里木盆地相当。它位于天山华力西褶皱系和昆仑华力西褶皱系之间，东南角与祁连加里东褶皱系相邻接，其边界多为深断裂。地台边缘多为山脉环绕，如北缘的柯平塔格、库鲁克塔格，西南缘的铁克里克山等。内部大部分为塔克拉玛干大沙漠所覆盖，地表向东北徐缓倾斜。区内河流皆为内陆河。

塔里木地台除周围边缘地区出露有前震旦纪变质岩构成的基底和古生代盖层沉积外，内部广大地区被新生代地层覆盖。它是经过多次旋回而形成的地台，基底最后固结的时间是扬子旋回末，故属扬子旋回地台。基底为深变质岩系，僵化程度高。在这里，扬子旋回末的运动称为塔里木运动，对形成塔里木地台具有普遍意义。

在盖层中，震旦系至二叠系为海相沉积建造，中生界、新生界，除上白垩统和下第三系在西部边缘有海相层以外，都为陆相沉积建造，中生界在多数地区缺失。盖层经华力西和阿尔卑斯旋回产生褶皱和断裂，在华力西旋回期内部分地区有玄武岩浆溢出。喜马拉雅运动在本地台上表现的特点不仅为断裂升降，而且使较老岩层逆掩到第三系之上，第三系形成倒转褶皱。用板块构造观点解释，可能是印度板块向北挤压的结果。塔里木地台大部分被新生代所覆盖，前震旦纪变质岩系构成的基底和震旦纪以来的沉积盖层仅出露于边缘地区。

5.1.2.4　南海地台

南海地台位于九斗—陵水断裂带以南，包括海南岛南端和大部分南海广大地

区，向南一直到南沙群岛。这是一个在地质历史上曾经存在过的古构造单元，基底可能是前寒武纪的结晶岩系，由于受到中生代以来地壳运动的影响，大部分已沉入南海海底，相当部分洋底已转化为大洋型地壳。故其大部分今已不复存在。

西沙群岛永兴岛晚第三纪沉积之下为同位素年龄6.27亿年的花岗片麻岩、石英云母片岩和片麻状花岗岩。崖县等地见有含磷、锰、硅质碳酸盐建造，笔石页岩及石英砂岩建造组成的中寒武世至奥陶纪沉积盖层。另外，西沙群岛之西的印支地块上，前寒武纪结晶基底之上的最老盖层为中寒武统呈水平产状的石英岩。这个地台可能经受了中生代以来的构造岩浆作用的强烈改造，最后形成今日之面貌。

5.1.2.5 喜马拉雅辗掩构造带（印度地台北缘）

喜马拉雅辗掩构造带指错拉—定日深断裂以南的喜马拉雅山区，属印度地台北缘。北与雅鲁藏布喜马拉雅褶皱系相邻。该区以前寒武纪的变质岩系为基底，以中寒武统—中始新统作为沉积盖层。

前寒武系称为珠穆朗玛群，主要为中深变质的片麻岩、结晶片岩、大理岩及混合岩，厚达两万余米。同位素年龄为13.82亿年和6.4亿~6.6亿年。其上为未变质的奥陶系或中寒武统不整合覆盖。

古生界由一套相当稳定的浅海相碳酸盐岩、泥质岩及砂岩组成。二叠系含有冈瓦纳相动植物群和夹有冰水沉积的含砾板岩。三叠系、侏罗系以浅海相灰岩、砂泥岩为主。白垩系至始新世以浅海相灰岩、页岩为主。各时代地层基本上为连续的海相沉积，总厚达13000米以上。始新世晚期的早喜马拉雅运动使盖层褶皱。中新世中期的构造运动是本区最强烈的构造运动，形成大规模的逆冲断层和辗掩构造，并伴有相当规模的以花岗岩为特征的侵入活动。随着喜马拉雅山脉的强烈隆起，在其南侧沿著名的主边界大断裂形成锡伐利克凹陷带，发育了巨厚的磨拉石建造。

除地台以外，在地槽内部，还有一些相对稳定的区域，称为中间地块。如柴达木地块、准噶尔地块、松辽地块、华夏地块等。

5.2 楔块运动与中国地槽的海陆变迁

楔块运动是地壳运动的一种新模式。中国的地槽有3个褶皱区，在海陆变迁中表现出多样的活动特征、明显的构造迁移和与地台不同的接触关系。是什么原因导致如此复杂的地质现象呢？作者应用楔块运动观点分别解释了中国地槽的演化过程。

5.2.1 祁连楔块运动构造旋回

5.2.1.1 基本地质特征

祁连加里东褶皱系位于中国西北部，相当于青海、甘肃两省接壤地区和宁夏回族自治区的西南部，包括著名的祁连山脉、河西走廊和陇西地区，为一呈北西西向延伸的加里东地槽褶皱系，长超过 1 000 千米，宽约 250~300 千米。

本区早古生代（中寒武世—志留纪末）经历了地槽的强烈活动过程，志留纪末的地壳运动（祁连运动）全面褶皱回返，形成北西西向的加里东褶皱系。祁连加里东褶皱系，东及东北部与华北地台相邻，以六盘山、合黎山和龙首山为界；西北缘与塔里木地台相邻；南部的西段与柴达木地块为邻，东段与秦岭印支褶皱系相接。祁连加里东褶皱系经地槽期后的进一步构造分异，特别是燕山—喜山期以来的差异升降作用，形成现今群山起伏、山峦重叠和沟壑相间的复杂地貌。地势由西北向东南渐趋低缓，西部为一系列平行排列的北西西向山脉，自北向南有：走廊南山—冷龙岭、托来山、托来南山—大通山、党河南山—疏勒南山、乌兰大坂山—拉脊山和达肯大坂山—中吾农山等。东部陇西高原属黄土高原。区内河流与山脉走向一致，除东南部的大通河和湟水注入黄河外，其余均为内陆水系。有较大的青海湖和哈拉湖等内陆成水湖（图 5-2-1-1）。

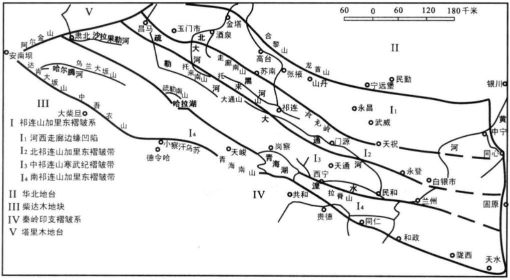


图5-2-1-1 祁连山加里东褶皱系大地构造分区图

5.2.1.1.1 构造单元

根据早古生代地槽内部活动的差异，以及形成加里东褶皱系后的构造状况及其

发展差异，自北而南，划分为四个二级构造单元。

5.2.1.1.1.1　河西走廊边缘凹陷

早古生代为北祁连地向斜的北缘组成部分，加里东运动后在地槽褶皱带基底上断裂下陷，成为晚古生代至新生代的沉降带，是重要的成煤、油、气区。

5.2.1.1.1.2　北祁连早古生代地向斜（加里东褶皱带）

早古生代强烈沉陷，断裂分异作用剧烈，岩浆活动频繁广泛，发育蛇绿岩套，属优地槽型地向斜，志留纪末形成复背斜褶皱带。

5.2.1.1.1.3　中祁连早古生代地背斜（前寒武褶皱带）

早古生代为隆起剥蚀区，前寒武纪结晶岩系广泛出露，前寒武纪构造为一复向斜构造带。

5.2.1.1.1.4　南祁连早古生代地向斜（加里东褶皱带）

早古生代强烈沉陷，早中期断裂喷发活动显著，志留纪末形成复向斜褶皱带。

祁连山地区是中国研究最详细的地槽褶皱系之一，具有明显的地槽活动标志和旋回性的发展过程。根据各时代地层的发育和构造演化历史，祁连地区经历了前寒武纪、早古生代（地槽期）和晚古生代至新生代（地槽期后）三个不同的大地构造发展阶段。

5.2.1.1.2　前寒武纪时期的发展概况

本区前寒武纪变质岩系，主要出露在中祁连山和北祁连山的西段，下元古界为结晶片岩、片麻岩夹石英岩和大理岩，常有不同程度的混合岩化。在中祁连山上部岩组中发育中基性火山岩。下元古界分布零星，多为断层切割，缺乏较完整的剖面。中、上元古界（相当于长城系—青白口系）为厚达万米以上的浅变质碎屑岩、碳酸盐岩和中基性火山岩，构成一个完整的海侵、海退巨大沉积旋回，显示强烈活动的性质。

晚元古代早期末的晋宁运动，使中祁连山的元古界形成复向斜褶皱带。早古生代时上升隆起为地背斜，而南、北祁连山则下陷为地向斜。

5.2.1.1.3　早古生代（加里东旋回）大地构造发展特征

早古生代是本区地槽发展的重要时期，南北两个地向斜的发育特征有所不同，北祁连山早古生代沉积发育较完整，出露广泛，构造变动和岩浆活动等都较典型，且研究程度较高，其加里东旋回地槽发展特征如下。

5.2.1.1.3.1　北祁连早古生代（加里东旋回）地向斜的地槽活动特征

在早古生代初期（中寒武世）开始强烈下陷，沉降幅度大，速度快，发育一套巨厚（下古生界总厚达 2 万米以上）的地槽型沉积建造系列。起初地向斜开始差异性断裂下陷，形成下部陆屑建造和少量中基性火山岩建造（中、上寒武统）；随后下陷强烈、断裂分异显著加强，伴随多次频繁的海底火山喷发（溢）活动，内部差

异和岩相—厚度变化都很复杂，形成广泛分布（出露面积约占整个下古生界的 3/5）的中基性火山岩建造（以中奥陶统为主）和浅海相的碳酸盐岩和火山碎屑岩建造（以上奥陶统为主）；经中奥陶世末（古浪运动）和晚奥陶世末的两次地壳运动，局部回返。到志留纪海槽范围缩小，宽度不超过 60 千米，内部差异性振荡频繁，地壳逐渐上升，形成上部陆屑建造或复理石建造。地向斜中寒武世和早、中奥陶世发育的基性火山岩（枕状玄武岩），往往与基性—超基性岩体和含放射虫的深海硅质岩三者共生在一起，形成蛇绿岩套，呈北西西向带状展布。具有如下地质特征：

（1）构造变动

上述沉积情况表明，北祁连早古生代地向斜经历了中寒武世至早、中奥陶世以下陷为主和晚奥陶世至志留纪以局部褶皱上升为主两个不同的构造发展阶段，形成加里东复背斜褶皱带，宽约 50~60 千米，呈北西西向延展，西北翘起，向东南倾没。西段走廊南山、冷龙岭一带，核部为断块状不连续的前寒武纪变质岩系，两侧为下古生界，组成一系列紧闭线形褶皱及走向冲断层，并有倒转褶皱和大逆冲断层。

（2）岩浆活动

至少有四次地壳运动、五个海相火山喷发时期和三次岩浆侵入活动期。按同位素年龄测定资料，可划分为：寒武纪（什川期）花岗闪长岩与基性—超基性侵入岩，火山活动较强烈；奥陶纪（毛藏期）花岗岩与超基性侵入岩，火山活动中期最强烈，在东段天祝尾巴老山一带，可多达九个火山喷发旋回，早、晚较弱；志留纪（金佛寺—柴达诺期）花岗岩与超基性侵入岩，本期火山活动微弱。

海底火山喷发活动与断裂分异关系密切，在时间上以寒武、奥陶纪下陷阶段为主，火山活动剧烈，分布广，随时间进展，渐趋减弱；志留纪上升阶段，火山活动较弱，分布局限。在空间上呈带状有规则地分布于地向斜南北两侧。岩性以具明显枕状构造的基性熔岩（细碧岩等）为主，常伴有基性—超基性岩。后者在走廊南山—托来山至白银市以东 700 多千米的窄长地带内，有大、小岩体 400 余个，呈线状或长条带状展布，主要有辉长岩、辉绿岩和蛇纹石化橄榄岩等，围岩多为寒武—奥陶系的火山岩建造，部分呈整合或假层状产出。北祁连的基性—超基性岩体，多为陡倾的单斜小岩体，具明显的分异，属高镁质的超基性岩。中酸性岩浆侵入体分布广，呈北西西向，受复背斜带两侧断裂的控制。

（3）变质作用

下古生界普遍遭受区域变质作用。寒武—奥陶系变质较深，志留系变质轻微。沿中祁连北缘深断裂带发育蓝闪片岩带，主要分布在祁连县野牛台至百经寺一带，宽约 4~5 千米，呈北西西向延伸，长达 100 余千米。它常与深海沉积的硅质岩和蛇纹岩化超基性岩等共生，证明它们之间有成因上的联系。

从上述诸方面地质特征的综合分析可以看出，北祁连在早古生代加里东旋回期间，地壳具有优地槽型地向斜活动特征，志留纪末的地壳运动，使地向斜强烈褶皱回返和遭受区域变质，形成加里东褶皱系，结束地槽活动。

5.2.1.1.3.2　中祁连早古生代地背斜基本特征

中祁连前寒武变质岩系广泛出露，下古生界基本缺失。仅在东段大通县附近有中、上寒武统的灰岩夹火山岩和硅质白云岩，厚度小于 1 000 米。西段疏勒南山沿断裂发育，有相当下奥陶统的杂色砂砾岩，厚度大于 500 米，岩性特殊，可能属混杂堆积。从地层发育来看反映了相对隆起的地背斜性质。

5.2.1.1.3.3　南祁连早古生代地向斜基本特征

南祁连在早古生代时期亦强烈下陷，属地向斜活动，下古生界沉积巨厚，可达 10 000~30 000 米，内部活动差异显著。西段（青海湖以西）地层分布广、宽度大，主要发育志留系陆屑复理石建造，厚度最大可达 13 000 米；局部地段偶有奥陶系硬砂岩夹少量中基性火山岩建造。东段（拉脊山）地层发育全，但分布宽度窄，主要发育中寒武世—奥陶纪巨厚海底中心式喷发的中基性火山岩建造，可划分出四个喷发旋回：中寒武世的中性熔岩和碎屑岩建造（第一个喷发旋回，厚仅 774 米）；晚寒武世的基性熔岩和火山碎屑与陆屑建造（最强烈的喷发旋回，厚度最大可达 6 000 米）；早、中奥陶世的陆屑建造和中基性火山岩建造（喷发较弱的旋回，上部、下部以杂色粗屑岩和硬砂岩为主，厚度大，可达 7 000 余米；中部为杂色火山岩，厚 2 655 米）；晚奥陶世—早志留世的粗碎屑岩夹中酸性火山岩建造（喷发最弱的第四旋回，厚约 3 000~4 000 米）。总的趋势是：活动有弱—强—弱的变化，岩性有基性—中性—酸性的变化。加里东期岩浆侵入活动以中酸性为主，多为灰白色斑状花岗岩。基性—超基性岩沿地向斜两侧南、北缘深断裂带分布，岩体多呈不规则的含铬纯橄榄岩和少量斜辉辉橄岩，大都以陡倾的单斜状侵入下古生界中，除东段拉脊山一带发育蛇绿岩套外，一般不发育蛇绿岩套。志留纪末的加里东运动使本区下古生界形成复向斜褶皱带。

5.2.1.1.4　晚古生代—新生代（地槽期后）发展概况

本区从泥盆纪开始，进入地槽期后相对稳定发展阶段，形成不同性质和不同规模的凹陷，有河西走廊边缘凹陷和哈拉湖—青海湖、大通河与西宁—民和—兰州等中新生代山间凹陷等。

5.2.1.1.4.1　河西走廊边缘凹陷发展概况

它位于最北缘，呈北西西向带状延伸（图 5-2-1-1）。早古生代的活动特征与北祁连地向斜基本一致，在中卫—民勤、武威—永昌、肃南—高台和玉门一带，都有下古生界地槽型变质岩系出露，表明河西走廊边缘凹陷是在加里东地槽褶皱系基础上发育起来的。泥盆纪以来，地层发育较全，是一套不变质的沉积岩系。泥盆系

为典型的陆相磨拉石建造，岩相、厚度变化大（300~3 250 米），普遍与下伏下古生界变质岩系呈明显的角度不整合，这是祁连地槽结束活动进入地槽期后稳定发展的重要标志。上古生界是厚度不大（除上三叠统厚 3 000 米外，其余各统均不超过 1 000 米）的滨海—海陆交互相—陆相含煤岩系，基本上与华北型沉积相似。侏罗—白垩系为内陆湖泊含煤、油页岩和红色岩建造。第三系为含油和膏盐建造，是西北著名的玉门油矿重要成油岩系。这时期的沉积均属稳定地台型建造，断裂分异和岩浆活动均较微弱，构造变动以不对称的过渡型褶皱为主。

河西走廊的大地构造位置，处于地槽（北祁连地向斜）和地台（华北地台）之间，其发展是在祁连加里东地槽全面褶皱回返结束活动后，在地槽边缘形成的构造单元。

5.2.1.1.4.2　哈拉湖—青海湖凹陷发展概况

哈拉湖—青海湖凹陷位于地槽南部边缘，是一个叠加在南祁连和中祁连两个褶皱带之上的大型山间断陷，广泛发育上泥盆统—三叠系的滨海浅海相—海陆交互相—陆相的碎屑岩和碳酸盐建造，基本上与华南型沉积相似。与上述河西走廊凹陷（以陆相为主）截然不同，表现为北隆南凹。构造多为平缓开阔和块状断裂。海西—印支期岩浆活动较弱，仅泥盆纪有陆相火山岩夹层，分布于两侧断裂带上，海西期以小型花岗岩侵入为主；印支期在青海湖以北和达肯大坂山以北，有斑状花岗岩侵入三叠系中。

上述两个凹陷带的发育特征，反映了本区地槽期后相对稳定发展的特性。新生代的喜马拉雅运动以断块差异上升为特征，形成现今峰峦耸立的山岳地带，以及内陆断陷山间盆地，后者发育含煤、膏盐等建造。

5.2.1.1.5　要点小结

5.2.1.1.5.1　祁连地区经历了三个不同性质的大地构造发展阶段，前寒武纪强烈活动时期、早古生代（加里东旋回）地槽活动发展时期和晚古生代至新生代的地槽期后相对稳定发展时期。

5.2.1.1.5.2　地槽发展阶段的特点：内部构造分异明显，中央隆起（地背斜），南北两侧凹陷（地向斜），都经历了早期差异性强烈下陷（中寒武世—奥陶纪）和晚期褶皱回返上升（志留纪）两个发展阶段。北祁连地向斜发育有蛇绿岩套，具优地槽型地向斜活动特点；南祁连地向斜东段蛇绿岩套（拉脊山）发育。

5.2.1.1.5.3　晚古生代至新生代地槽期后发展阶段，北隆南凹差异明显，但地壳处于相对稳定发展。

5.2.1.1.5.4　深断裂具长期继承性活动特点，对本区大地构造发展起着重要的控制作用，也是构造单元的主要界线。对沉积建造、岩浆活动、构造变动、变质作用和成矿作用等，尤其是基性—超基性岩带的空间分布，更是起着直接控制作用。

5.2.1.2 楔块运动与海陆变迁

根据祁连加里东褶皱系的基本地质特征，应用楔块运动模式，祁连楔块运动构造旋回的海陆变迁过程如下：

5.2.1.2.1 硬楔运动阶段——地槽整体凹陷

按照楔块运动模式，在晚元古代的晋宁运动时期，位于华北地台（东）和柴达木地块（西）之间的祁连山地区的软流圈之上，通过岩浆的底辟—隐爆作用形成了正硬楔块。正硬楔块在重力—浮力均衡作用中，由于负荷重力不断增加而下降，形成了祁连山地槽。

元古代末期，祁连山地槽进入正硬楔运动阶段。伴随着正硬楔的下降，海盆进一步加宽，沉积物的分布越来越不均匀。海盆边缘的沉积物越来越多，楔块下降的幅度加大，形成了南、北祁连凹陷带；海盆中部的沉积物越来越少，楔块下降的幅度小，形成了中祁连隆起带。

5.2.1.2.2 软硬楔运动阶段——地槽差异升降

寒武纪—奥陶纪，楔块系统进入软硬楔运动阶段，差异升降作用显著。

中祁连山由隆起带演化成地垒，进而成横弯背斜，遭受剥蚀，导致前寒武变质岩系广泛出露。横弯背斜的两翼，张性断裂发育，有多期次来自于软流圈的超基性—基性岩浆沿断裂进入两侧的地向斜，形成大规模的超基性—基性岩带（图 5-2-1-2-A）。

南、北祁连凹陷带发展成地向斜，发育下部陆屑建造，并由“一堑”型发展成两个“两堑夹一垒”系统。位于南、北祁连地向斜中部的二级倒楔由地垒发展成横弯背斜，形成蛇绿岩套；部分地段演化成火山岛链（南祁连仅在倒楔的南段形成），喷溢出大量来自于莫霍面的中性—基性岩浆，在其两侧的“四堑”中形成多期火山岩（图 5-2-1-2-B）。

5.2.1.2.3 软楔运动阶段——地槽普遍回返

志留纪，楔块系统进入软楔运动阶段。

随着二级正楔的不断下降，具有饱和水的圈闭在康拉德面附近熔融，形成三级正软楔。伴随着软楔的造山运动，发育了上部陆屑建造和泻湖建造，酸性岩浆活动显著；南、北祁连地向斜褶皱升起，海退；形成了南祁连山和北祁连山的雏形，地槽过程演化结束（图 5-2-1-2-C）。

5.2.1.2.4 削高补低阶段——地台演化过程

早、中泥盆世，楔块系统进入削高补低阶段，地槽转化为地台，在地形较低的地带形成了双层结构，在山间凹陷发育磨拉石建造，进入相对稳定期。

5.2.1.2.5　倒楔逆行阶段——地洼演化过程

晚泥盆世以来，楔块系统进入倒楔逆行阶段，形成河西走廊凹陷和哈拉湖—青海湖凹陷（图 5-2-1-2-D）。

经过长时间的削高补低运动后，倒楔顶部的沉积物不断变厚，负荷重力不断增大，在重力—浮力均衡作用下，倒楔发生逆行，楔块运动便进入倒楔逆行阶段。

在南祁连山和北祁连山褶皱升起后，来自褶皱带的陆源碎屑主要沉积在河西走廊凹陷和哈拉湖—青海湖凹陷中的二级倒楔之上。随着二级倒楔的不断下沉，当其上含油、气、水的圈闭深入到康拉德面深度时，二级倒楔中的含油、气、水储层熔融生成以酸性为主的岩浆，形成三级软楔。软楔运动伴随着褶皱变形和以酸性为主的岩浆活动。

位于南祁连二级倒楔之上的哈拉湖—青海湖一带，广泛发育上泥盆统—三叠系的滨海浅海相—海陆交互相—陆相的碎屑岩和碳酸盐建造，构造多为平缓开阔和块状断裂。海西—印支期岩浆活动较弱，仅泥盆纪有陆相火山岩夹层；海西期以小型花岗岩侵入为主；印支期在青海湖以北和达肯大坂山以北，有斑状花岗岩侵入三叠系中。

位于北祁连二级倒楔之上的河西走廊一带，泥盆系发育典型的陆相磨拉石建造，普遍与下伏下古生界变质岩系呈明显的角度不整合；上古生界是滨海相—海陆交互相—陆相含煤岩系；侏罗—白垩系为内陆湖泊含煤、油页岩和红色岩建造。第三系为含油和膏盐建造。构造变动以不对称的过渡型褶皱为主。

祁连楔块运动构造旋回的倒楔逆行阶段还在继续。

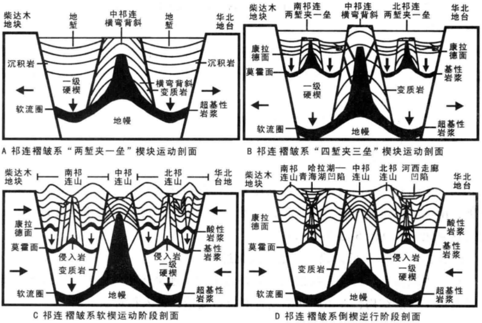


图 5-2-1-2　祁连楔块运动构造旋回剖面示意图

5.2.2 华南楔块运动构造旋回

5.2.2.1 基本地质特征

华南地槽褶皱系位于扬子地台之南，丽水—海丰深断裂之西，包括从云南东南部经广西、广东、湖南中南部、江西中南部、福建西部至浙江西南部的广大地区。这是一个晚加里东地槽褶皱系。前泥盆纪地层由深变质片岩、片麻岩、混合岩或浅变质千枚状页岩、板岩、笔石页岩、长石砂岩、硅质页岩等组成，总厚达 7 000~8 000 米至万米以上。深变质岩系主要分布于十万大山、云开大山、武功山、滇东南、闽西北和浙西南；浅变质岩分布于赣南、闽西南、桂东及湘中南。由于其东部地区有大片中生代火山岩和花岗岩分布，西部大部分被广泛发育的泥盆纪—中三叠世沉积盖层覆盖，因此，目前对这一地槽系地槽发展时期的内部结构尚不十分清楚。

5.2.2.1.1 前震旦系（中上元古界）

主要出露于桂北、湘西南、湘中南和赣南，都是一套浅变质岩系，为由含凝灰质砂岩、板岩和凝灰岩组成的复理石建造，厚数千米至万余米，局部夹有火山角砾岩及英安斑岩。与上覆震旦系的接触关系，在靠近扬子地台的西北边缘，为假整合或微角度不整合，向东南至湘南、赣南则为整合关系，显示雪峰运动由西北向东南减弱。

5.2.2.1.2 震旦系—志留系

多为连续沉积，主要由一套泥砂质、硅质、碳质碎屑组成的复理石、类复理石建造，厚达万米以上。除闽、浙西部和赣中南夹中酸性—中基性火山岩，具优地槽特征外，均为冒地槽性质。根据各时代地层分布、沉积厚度、接触关系及泥盆系不整合面以下的地层时代等，可以看出，地槽在其发展过程中，内部构造差异十分明显。

震旦纪时，凹陷中心在赣南一带。震旦纪末，赣西武功山一带褶皱隆起，寒武纪的凹陷中心迁移至湘南—桂东南一带。寒武纪末的郁南运动使云开大山地区和武夷山区褶皱隆起，造成云开大山地区下奥陶统与寒武系之间的不整合或假整合，以及武功山、武夷山一带早加里东期的混合岩和花岗岩。奥陶纪的凹陷中心在湘南、桂北地区。

中奥陶世末的崇余运动使闽西、赣南、粤东北及桂东等广大地区褶皱隆起，使地槽凹陷的范围进一步缩小。早志留世末的北流运动，使湘中南和桂东南也褶皱隆起，地槽凹陷仅残留钦州至肇庆的一个北东向狭窄地带。晚志留世末的晚加里东运

动使地槽区才全部褶皱形成加里东褶皱系。因此，华南加里东地槽褶皱系，并非志留纪末的晚加里东运动一次褶皱回返的，而是由东西两侧向中心逐渐回返形成的。加里东运动对华南地槽褶皱系的影响强度也是不一样的。湘中、粤西、桂西一带，褶皱比较开阔平缓，以短轴褶皱和穹隆构造为主，岩石变质很浅。向东，地层褶皱变剧烈，多为紧密线状褶皱，岩石普遍受中低级变质，武功山、武夷山、云开大山和闽西变质较深，并具混合岩化。显示加里东运动有由东南向西北，即向扬子地台边缘逐渐减弱的趋势。

加里东晚期花岗岩广泛分布于赣、湘、桂、粤、闽等五省（区），呈岩株和岩基产出。岩体一般呈北东或北北东方向，部分为东西方向，与主要构造线方向一致，受复背斜或深、大断裂控制。晚加里东运动后，华南地槽转化为稳定区，并与扬子地台合并，开始了相对稳定的沉积盖层发育时期。

5.2.2.1.3　上古生界至中三叠统

与扬子地台类似，地壳运动也以缓慢的升降运动为主，但内部的升降差异较大，岩相、厚度变化较显著，沉积除碳酸盐外，碎屑岩、硅质岩较发育，泥盆系—下石炭统比扬子地台分布广泛，厚度也较大。

晚三叠世前的印支运动，使泥盆纪—中三叠世的沉积盖层全面褶皱，形成以平缓开阔的波状褶皱、短轴褶皱和箱状褶皱为主的褶皱构造和以北东—北北东向逆断层为主的断裂构造。伴随构造运动有花岗岩和花岗闪长岩岩浆的广泛侵入。岩体呈北东向沿断裂分布和出露于短轴背斜及穹窿构造的核部。

5.2.2.1.4　晚三叠世以来的沉积

晚三叠世以来，华南加里东褶皱系进入一个新的发展时期，即大陆边缘活动带发展阶段。印支运动后，除广东惠阳、紫金、汕头一带有晚三叠世—早侏罗世海侵外，基本上转入了陆相沉积环境。地壳运动主要表现为断块运动，沿断裂形成一些小型断陷盆地，堆积了厚度不等（但总的来说厚度都很大）的类磨拉石型含煤建造和含膏盐的红色建造。伴随断裂活动，有大规模中酸性火山喷发和岩浆侵入，形成数千米厚的中酸性火山岩和火山碎屑岩建造，以及巨大的花岗岩岩基。岩浆活动强度由西向东增强，活动时期推迟。西部，湘、桂一带，侵入岩体规模较小，分布较少，主要属早燕山期；向东至浙、赣、闽、粤一带，不仅侵入岩体增多、变大，而且喷出岩也极其发育，时代主要属中燕山期。新生代，地壳运动仍以断块上升为主，在一些断陷盆地中发育了含膏盐或含油页岩的碎屑沉积。浙、闽、粤有相当规模的玄武岩浆喷溢。

5.2.2.2 楔块运动与海陆变迁

根据华南褶皱系的基本地质特征，应用楔块运动模式，华南楔块运动构造旋回的海陆变迁过程如下：

5.2.2.2.1 硬楔运动阶段——地槽整体凹陷

元古代中期，位于扬子地台和华夏地块（东南沿海华力西褶皱系的前身）之间，通过岩浆的底辟—隐爆作用形成了正硬楔块。正硬楔块在重力—浮力均衡作用下，由于负荷重力不断增加而下降，形成了华南地槽。伴随着正硬楔的楔入作用，海盆进一步扩展和加深，由于沉积物的不均匀分布，在地槽内形成了若干隆起和凹陷区域，前震旦系主要出露于桂北、湘西南、湘中南和赣南地区。

5.2.2.2.2 软硬楔运动阶段——地槽差异升降

震旦纪—中奥陶世，楔块系统进入软硬楔运动阶段，差异升降作用显著。

震旦纪末，赣西武功山一带褶皱隆起，地槽演变成“两堑夹一垒”楔块系统。一级倒楔位于赣西武功山一带，其两侧演变成一级地堑，发展成地向斜（图 5-2-2-A）。

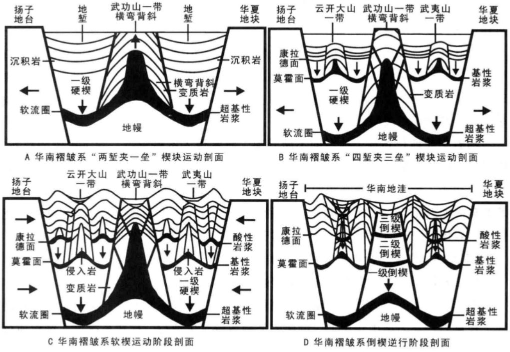


图 5-2-2 华南楔块运动构造旋回剖面示意图

寒武纪末，云开大山地区和武夷山区褶皱隆起，一级地向斜演变成二级“两堑夹一垒”楔块系统，二级倒楔分别位于云开大山一带和武夷山一带，其两侧演变成

二级地堑，发展成新的地向斜（图 5-2-2-B）。

武功山一带的地垒在岩浆底辟作用下，进一步演变成横弯背斜，遭受剥蚀。

5.2.2.2.3　软楔运动阶段——地槽普遍回返

中奥陶世末—志留纪，楔块系统进入软楔运动阶段。

随着二级正楔的不断下降，中奥陶世期间，位于楔块地向斜的含油、气、水的表层圈闭深入到了康拉德面深度，储层开始熔融生成以酸性为主的岩浆，继而形成三级软楔。软楔运动开始造陆。

中奥陶世末（崇余运动），闽西、赣南、粤东北及桂东等广大地区褶皱隆起，使地槽凹陷的范围进一步缩小；早志留世末（北流运动），湘中南和桂东南也褶皱隆起，地槽凹陷仅残留钦州至肇庆的一个北东向狭窄地带；晚志留世末（晚加里东运动），地槽全区褶皱，形成加里东褶皱系（图 5-2-2-C）。

加里东晚期花岗岩广泛分布于赣、湘、桂、粤、闽等五省（区），呈岩株和岩基产出。岩体一般呈北东或北北东方向，部分为东西方向，与主要构造线方向一致，受复背斜或深、大断裂控制。

5.2.2.2.4　削高补低阶段——地台演化过程

晚古生代至中三叠世，楔块系统进入削高补低阶段，地槽转化为地台，进入相对稳定期，形成双层结构。

正软楔褶皱成山后，虽然缺少外来物质堆积，但随着楔块的增厚，成岩物质有向楔块中心地带缓慢塑性流动的趋势；正楔块底面积之上的重力作用仍然大于岩浆的浮力。这就造成了地台软楔缓慢下降、山脉继续升高的现象。在相对稳定的楔块系统内，保持相对缓慢的地壳运动。

随着华北地台和扬子地台的不断升起，海水侵入本褶皱带，除沉积碳酸盐外，碎屑岩、硅质岩也较发育。伴随地壳的缓慢运动，本区泥盆纪—中三叠世的沉积盖层发生褶皱，形成以平缓开阔的波状、短轴和箱状褶皱为主的褶皱构造和以北东—北北东向逆断层为主的断裂构造。伴随构造运动有花岗岩和花岗闪长岩岩浆的广泛侵入。岩体呈北东向沿断裂分布和出露于短轴背斜及穹窿构造的核部。

5.2.2.2.5　倒楔逆行阶段——地洼演化过程

晚三叠世以来，楔块系统进入倒楔逆行阶段。

经过长时间的削高补低运动后，倒楔顶部的沉积物不断变厚，负荷重力不断增大，在重力—浮力均衡作用下，倒楔的部分地段发生逆行，楔块系统进入倒楔逆行阶段。

随着二级倒楔的不断下降，其上含油、气、水的圈闭深入到康拉德面深度时，熔融生成以酸性为主的岩浆，形成三级软楔。三级软楔运动伴随着酸性岩浆活动。二级倒楔底部的基性岩浆也能够喷出地表，形成玄武岩。

印支运动后，除广东惠阳、紫金、汕头一带有晚三叠世—早侏罗世海侵外，基本上转入了陆相沉积环境。由于倒楔的逆行，形成了一些小型断陷盆地，堆积了厚度不等的类磨拉石型含煤建造和含膏盐的红色建造。

伴随倒楔逆行，在断陷盆地的顶部和周边地区发育大量的张性断裂。随着断裂活动，出现了大规模中酸性火山喷发和岩浆侵入，形成了数千米厚的中酸性火山岩和火山碎屑岩建造及巨大的花岗岩岩基。湘、桂一带，早燕山期发育侵入岩体；浙、赣、闽、粤一带，中燕山期不仅发育侵入岩体，而且喷出岩也分布广泛。新生代，在一些断陷盆地中发育了含膏盐或含油页岩的碎屑沉积。浙、闽、粤有相当规模的来自于二级楔块底部的玄武岩浆喷溢（图 5-2-2-D）。

华南楔块运动构造旋回的倒楔逆行阶段还在继续。

5.2.3 天山—准噶尔—阿尔泰楔块运动构造旋回

按照楔块运动系统模式，天山华力西褶皱系、准噶尔华力西褶皱系、阿尔泰华力西褶皱系和准噶尔盆地是同一个楔块运动构造旋回的产物。

5.2.3.1 基本地质特征

5.2.3.1.1 天山地槽褶皱系的地质特征

天山地槽褶皱系位于中国西北部，包括天山山脉主体及甘肃北山山脉，呈近东西向展布。东与内蒙—大兴安岭华力西褶皱系相连，出国境后，西与吉尔吉斯斯坦的天山相连，东为蒙古戈壁天山。南以天山南缘深断裂为界，与塔里木地台相邻；北以天山北缘深断裂为界，与准噶尔华力西褶皱系和准噶尔盆地分开。

天山地槽褶皱系经历过多次构造岩浆作用。加里东运动，部分地带褶皱隆起；华力西旋回的各次运动，各个部分又先后褶皱回返，至早二叠世末的晚华力西运动最终结束地槽发展，形成向两侧倒转的叠瓦状扇形褶皱带。燕山运动和喜马拉雅运动又使褶皱带产生断块升降，造成巍峨高山和深邃凹陷。

5.2.3.1.1.1 地层特征

北天山的震旦系主要出露于霍城、赛里木湖及特克赛一带，为白云质灰岩及冰碛层，其上为早寒武世含磷硅质岩，二者呈平行不整合接触，特征与塔里木地台同期沉积相似。中寒武统至中奥陶统为碎屑岩及碳酸盐岩。中奥陶世晚期有中基性火山活动。晚奥陶世为厚层灰岩。

博格达山一带，二叠纪地层发育齐全。下统称下芨芨槽群，以灰绿色粗碎屑岩夹泥岩、碳质页岩为代表，厚逾千米。下部见叠层石灰岩，代表该区海退的最后阶段，上部含安加拉植物群。横向上可迅速变为一套杂色粗碎屑岩与火山岩。上统下

部称上芨芨槽群，属内陆河湖碎屑及油页岩沉积，产安加拉植物群、古鳕鱼和淡水双壳类化石，最大厚度逾 5 000 米。

艾比湖—居延海对接带沿线为著名的巴音沟蛇绿岩。根据所含放射虫化石，其时代为早石炭世至晚石炭世早期，说明当时处于洋盆发展成年阶段。上覆的深水浊积岩，物源主要来自火山喷发和半远洋沉积，其中已发现晚石炭世早期菊石，反映洋盆进入了衰退阶段。其上出现晚石炭世晚期的灰绿色砂砾岩磨拉石沉积组合。

中天山主要由变质较深的片麻岩和片岩组成，一些地段为绿片岩相。部分地段发现有古生代化石及加里东期和华力西期岩浆侵入。吐鲁番地区从晚二叠世开始形成内陆盆地，并一直延续到中生代、新生代。

南天山库鲁克塔格山一带震旦系发育较全，厚约 6 000 米。其总体为火山岩、浊积岩，含多层杂砾岩、冰碛层，为多个平行不整合面所分割。

震旦系下统下部以杂砾岩及粗碎屑沉积为主，其间夹有火山岩和冰碛岩；上部以砂岩、粉砂岩沉积为主，内夹砾岩，常见水平层理，代表较深水的浅海沉积。顶部为冰碛砾岩、砂岩和板岩，与南沱组冰期相当。上、下统之间以平行不整合面相隔。震旦系上统下部以砂岩、粉砂岩为主，总体为一套较深水的浊流沉积。中部以碳酸盐沉积为主。上部为冰碛杂砾岩，可与豫西罗圈组冰碛岩对比。其上与下寒武统含磷层平行不整合接触。该区的冰碛岩发育最全，反映有三个冰期和两个间冰期。柯坪地区下震旦统下部缺失，最低层为相当于南沱期的冰碛组，上统下部为细碎屑泥质沉积，含丰富的微古植物，上部为碳酸盐沉积，产大量叠层石。顶部也为相当于豫西罗圈组的冰碛岩。

奥陶系下统为浅海灰岩，中上统为泥灰岩，钙质粉砂岩和页岩，含头足类、三叶虫等底栖生物群，属浅海沉积。

下志留统为含笔石及三叶虫的杂色碎屑岩。中上志留统南天山发育了两千余米厚的中基性火山岩和碧玉岩。

中泥盆统为砾岩和砂板岩，上泥盆统为紫红色砂岩、粉砂岩夹砾岩。内有植物和腕足类化石，为海陆交互相沉积。南天山地区已发现晚泥盆世放射虫硅质岩、枕状熔岩和超基性岩与塔里木地台之间的蛇绿混杂带。迄今未见早石炭世后的放射虫硅质岩，推测早石炭世后洋盆已经闭合。

5.2.3.1.1.2　构造岩浆作用

加里东运动后，北天山发生局部回返，西部博罗霍洛早古生代沉积形成向南倒转的线形褶皱。伴随这一运动，在南天山北缘、中天山和博罗霍洛一带形成花岗岩与闪长岩的岩基、岩株等。而且，这一运动使地槽内部的构造分异更加强烈。

晚古生代，天山地槽以强烈的构造分异和频繁的岩浆活动为特征。

南天山以碎屑岩和碳酸盐岩为主，火山活动微弱，为冒地槽环境；北天山则发

育有巨厚的以安山质为主的火山岩建造，为优地槽环境。不仅南、北天山地槽分化明显，就是北天山的东、西两段也有明显的差异。北天山西段，博罗霍洛一带褶皱隆起呈岛链状出露地表，其北侧中泥盆世为陆相及不厚的滨海—浅海相沉积，晚泥盆世为海陆交互相沉积，石炭系为碎屑岩、灰岩，上部夹凝灰碎屑岩及石英斑岩；南侧自晚泥盆世开始下陷，石炭纪及早二叠世发育了数千米厚的中酸性火山岩及火山碎屑岩。北天山东段，泥盆纪至早二叠世有强烈频繁的火山活动，泥盆纪至石炭纪为海相喷发，至早二叠世由海相向陆相过渡，分布范围缩小，活动性减弱。

华力西旋回，天山地槽从泥盆纪末开始褶皱，经早石炭世末和中石炭世末的局部褶皱，至晚石炭世末，大部分地区已褶皱隆起，一些地段延续至早二叠世末才全部褶皱形成褶皱系。

伴随构造运动，天山地槽在华力西期出现了多期岩浆活动。早期，以中基性喷发占优势；中期，以中性喷发为主；晚期，以中酸性喷发及大量花岗岩浆侵入最突出；末期，多为偏碱性小岩体。空间上，侵入活动表现为北强南弱，东强西弱。在南天山地区已发现晚泥盆世放射虫硅质岩、枕状熔岩和超级性岩；在北天山地区的艾比湖—居延海对接线沿线发现了石炭纪的巴音沟蛇绿岩，说明天山地槽的深断层达到软流圈。

天山地槽经早二叠世末期晚华力西运动转化为褶皱系后，晚二叠世发育了由陆相杂色碎屑岩组成的磨拉石建造。中生代、新生代以不断上升为特征，在其南、北两侧的邻区（塔里木地台北缘和准噶尔地块南缘）形成库车山前凹陷和乌鲁木齐山前凹陷。褶皱系内部形成吐鲁番—哈密山间凹陷及伊犁山间凹陷等中小型凹陷，发育以河流相及湖泊相为主的含煤和含膏、盐的碎屑沉积。

5.2.3.1.2　阿尔泰地槽褶皱系的地质特征

阿尔泰地槽褶皱系位于新疆最北部，与阿尔泰山一致。南以额尔齐斯深断裂与准噶尔地槽褶皱系为界，呈北西向展布，出国境后，西北与哈萨克斯坦的阿尔泰褶皱带相连，东南与蒙古阿尔泰褶皱系相接。

中国境内的阿尔泰地槽，出露最老的地层是中上奥陶统，为一套变质深浅不均一的滨海、浅海碎屑岩，厚度大于 6 000 米。志留系发育中上统，为一套厚度变化很大（600~8 000 米）的滨海、浅海相碎屑岩。泥盆系为酸性火山岩及火山碎屑岩、碎屑岩夹灰岩，岩相变化较大，厚 4 000~8 000 米。泥盆纪末结束地槽型沉积，经褶皱上升，形成早华力西褶皱系。此后，形成了 500~700 米厚的下石炭统上部以酸性火山岩和灰岩、碎屑岩为主的地槽期后沉积。阿尔泰华力西褶皱系有大量华力西期花岗岩。

5.2.3.1.3　准噶尔地槽褶皱系的地质特征

准噶尔地槽褶皱系位于新疆北部，阿尔泰山之南，包括准噶尔盆地和天山之北

的区域及西准噶尔界山。向西延出国境与哈萨克斯坦的准噶尔—巴尔喀什地槽相连，向东延出国境与南蒙古地槽相接。

准噶尔地槽是从晚元古代开始发展，早古生代继续活动，加里东运动局部褶皱上升，晚古生代内部断裂差异活动增强，于早石炭世末的中华力西运动结束地槽发展的中华力西地槽褶皱系。区内深断裂发育，东准噶尔山区的深断裂呈北西走向，从北向南为额尔齐斯深断裂（北缘），阿尔曼太深断裂，卡拉麦里深断裂（南缘）；西准噶尔山区的深断裂呈北东走向，东南侧为达拉布特深断裂，西北侧为萨吾尔深断裂和孔盖阿拉套深断裂。沿这些深断裂有基性、超基性岩分布，并形成蛇绿岩套。

准噶尔地槽褶皱系出露的最老地层现知为奥陶系。根据西邻哈萨克斯坦金吉兹—塔尔巴哈台出露有震旦纪—寒武纪优地槽建造，推测准噶尔当时可能为其东延部分。

奥陶纪—志留纪时期，东、西准噶尔均表现为北隆南凹。西准噶尔南部（艾比湖以北的玛依拉山一带），为由中基性火山岩、陆源碎屑岩、硅质岩、灰岩与超基性—基性岩体组成的蛇绿岩套。整套地层厚达 20 000 米左右，显示共处于大洋环境；北部（布伦托湖西南的沙尔布尔提山一带）为岛链，发育了 3 000 米厚的陆源碎屑、碳酸盐和火山碎屑建造。东准噶尔地层发育不全，南部（北塔山区）中晚奥陶世为厚约 4 000 米的中酸性火山岩、陆源碎屑岩和碳酸盐岩；晚志留世为近 4 000 米厚的凝灰岩。北部（二台地区）仅发育有 1 000 余米的晚奥陶世的碎屑岩和碳酸盐岩。加里东运动，东、西准噶尔均遭受很大影响，使早古生代地层产生褶皱，并使地槽内部断裂分异活动更加强烈。泥盆纪—早石炭世时期，东准噶尔下陷最剧烈，发育了厚万米以上的中基性火山岩、火山碎屑岩及碎屑岩，沿深海槽或深断裂部位均有基性、超基性岩体分布，构成蛇绿岩套。西准噶尔以火山碎屑岩及碎屑岩为主。早石炭世末的中华力西运动使地槽褶皱回返，形成准噶尔华力西褶皱系。

准噶尔地槽褶皱系除沿深断裂带有基性、超基性岩外，与各超基性岩带相邻往往有花岗岩带出露。与不同岩浆岩有关的矿产，以与超基性岩有关的铬矿为最重要。

准噶尔地槽经中华力西运动结束地槽发展后，除中石炭统局部地段夹少量海相灰岩外，中、上石炭统和二叠系均为陆相中酸性火山岩及碎屑岩。华力西旋回后形成中小型山间凹陷，发育含煤、油页岩及菱铁矿的碎屑沉积。燕山运动和喜马拉雅运动使褶皱系异常破裂而成断块出露。

5.2.3.1.4　准噶尔盆地的地质特征

准噶尔盆地位于新疆北部，成三角形状。南为天山，北东和北西为东、西准噶

尔界山。盆地为平原丘陵地形，由东南向西北倾斜。准噶尔盆地处于天山华力西褶皱系和准噶尔华力西褶皱系之间，周边多以深断裂为界。

准噶尔盆地几乎全为新生代地层所覆盖，中生代以前的地层极少出露，故目前对其基底的性质（组成与时代）认识尚不一致。一种意见认为盆地内部存在前寒武纪的刚性变质结晶基底，在周围地槽活动时期它以隆起为主，当周围地槽转化为褶皱系后，它才下陷成为大型内陆盆地；另一种意见认为凹陷是在华力西褶皱的基底上形成的。这一问题尚待进一步研究解决。

盆地基底由北向南平缓倾斜，至乌鲁木齐山前凹陷急剧变陡而插向山前。由于准噶尔华力西褶皱系和天山华力西褶皱系的不断上升，准噶尔盆地从二叠纪开始形成大型内陆凹陷区，二叠纪至第四纪发育了很厚的含煤、含盐和含油的地层。由于盆地基底和断裂活动的差异，盆地内各部分地层发育特征不一，总的表现为北薄南厚和由东西两侧向中央逐渐增厚。南缘乌鲁木齐山前凹陷沉降最强，沉积总厚达万米以上，盆地边缘中生代、新生代地层的接触关系表明，至少经历了晚三叠世末、晚侏罗世末和晚白垩世末—古新世末三次构造运动，形成短轴褶皱及鼻状构造，局部发育梳状褶皱。构造强度一般由边缘向内部减弱。

5.2.3.1.5　要点分析

（1）准噶尔地槽从晚元古代开始发展，早古生代继续活动；天山地槽发育厚度很大的震旦系冰碛物。据此说明天山—准噶尔—阿尔泰华力西地槽褶皱系从元古代晚期开始形成断陷盆地，只是由于地形高低悬殊，有的地区接受沉积，有的地区遭受剥蚀。元古代晚期也应是硬楔运动阶段的时间。

（2）有人认为准噶尔盆地内部存在前寒武纪的刚性变质结晶基底，在周围地槽活动时期它以隆起为主，当周围地槽转化为褶皱系后，它才下陷成为大型内陆盆地。据此说明，准噶尔盆地是一级倒楔的位置，古生代长期隆起，二叠纪倒楔开始逆行，形成大型内陆盆地。

（3）东、西准噶尔地槽均表现为北隆南凹。西准噶尔北部（布伦托湖西南的沙尔布尔提山一带）为岛链。据此说明准噶尔地槽南北地质构造演化不同。北部由地垒演变成岛链，应是二级倒楔所在地；南部由地堑发展成地向斜。

阿尔泰华力西褶皱系的地层资料说明它也是地向斜，与南侧的准噶尔地槽组成二级“两堑夹一垒”楔块系统。

（4）北、中、南天山的地层资料说明，中天山是地背斜，南、北天山是地向斜，最后演变成二级“两堑夹一垒”楔块系统。

（5）准噶尔盆地从二叠纪开始形成大型内陆凹陷区；吐鲁番地区从晚二叠世开始形成内陆盆地。准噶尔盆地至少经历了晚三叠世末、晚侏罗世末和晚白垩世末—古新世末三次构造运动等资料说明，至迟到晚三叠世末，倒楔开始逆行。晚二

叠世—三叠纪，应是地台演化时期。

5.2.3.2 楔块运动与海陆变迁

根据天山—准噶尔—阿尔泰褶皱系的基本地质特征，应用楔块运动模式，天山—准噶尔—阿尔泰楔块运动构造旋回的海陆变迁过程如下：

5.2.3.2.1 硬楔运动阶段——地槽整体凹陷

按照楔块运动模式，在元古代晚期，位于塔里木地台以北的天山、准噶尔和阿尔泰地区，由于软流层之上岩石圈的负荷重力不断增加，通过重力—浮力均衡作用，在边界形成了深大断裂，形成了一级正硬楔，开始凹陷，形成了天山—准噶尔—阿尔泰地槽。

伴随着正硬楔的下降，盆地进一步加宽，沉积物的分布越来越不均匀。盆地边缘的沉积物越来越多，楔块下降的幅度大，发生海侵，形成了准噶尔和天山南、北两个凹陷带；盆地中部（目前的准噶尔盆地）的沉积物越来越少，楔块下降的幅度小，形成了准噶尔隆起带。

北天山的震旦系主要出露于霍城、赛里木湖及特克赛一带，为白云质灰岩及冰碛层；南天山库鲁克塔格山一带震旦系发育较全，为火山岩、浊积岩，含多层杂砾岩、冰碛层，为多个平行不整合面所分割。

5.2.3.2.2 软硬楔运动阶段——地槽差异升降

寒武纪—泥盆纪，楔块系统进入软硬楔运动阶段，差异升降作用显著。

寒武纪初，准噶尔盆地一带强烈隆起，形成倒楔，演变成地垒。地垒南、北两侧成为地堑，构成了一级“两堑夹一垒”楔块系统（图 5–2–3–A）。

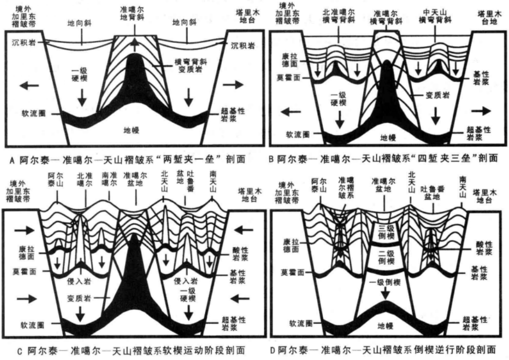
一级倒楔，在来自软流圈以超基性为主的岩浆底辟作用下，塑性增大，成为软楔。进而演变成横弯背斜，其古老的结晶基底岩层夹杂岩浆岩被抬升到表层，形成蛇绿岩套。在横弯背斜的两翼，张性断裂不断发育，来自于软流圈的超基性—基性岩浆沿断裂进入两侧的地向斜，在准噶尔和北天山地向斜形成了大规模多期的超基性—基性岩带。

奥陶纪，一级地向斜演变成二级“两堑夹一垒”楔块系统。天山地槽的中天山是地背斜，南、北天山是地向斜；准噶尔地槽的北准噶尔地区是地背斜，南准噶尔地区和阿尔泰地区是地向斜（图 5–2–3–B）。

二级倒楔由地垒发展成横弯背斜，部分地段演化成火山岛链，喷溢出大量的来自莫霍面的中基性岩浆，在其两侧的“四堑”中形成了多期火山岩。

北天山的震旦系与其上为早寒武世含磷硅质岩，呈平行不整合接触，中寒武统至中奥陶统为碎屑岩及碳酸盐岩。中奥陶世晚期有中基性火山活动。晚奥陶世为厚层灰岩；南天山奥陶系下统为浅海灰岩，中上统为泥灰岩、钙质粉砂岩和页岩，含

头足类、三叶虫等底栖生物群，属浅海沉积；下志留统为含笔石及三叶虫的杂色碎屑岩。中上志留统发育了两千余米厚的中基性火山岩和碧玉岩。中泥盆统为砾岩和砂板岩，上泥盆统为紫红色砂岩、粉砂岩夹砾岩。内有植物和腕足类化石，为海陆交互相沉积。



A 阿尔泰—准噶尔—天山褶皱系“两堑夹一垒”剖面

B 阿尔泰—准噶尔—天山褶皱系“四堑夹三垒”剖面

C 阿尔泰—准噶尔—天山褶皱系软楔运动阶段剖面

D 阿尔泰—准噶尔—天山褶皱系倒楔逆行阶段剖面

图 5-2-3 阿尔泰—准噶尔—天山楔块运动构造旋回剖面示意图

准噶尔地槽从晚元古代开始发展，在早古生代继续活动。中国境内的阿尔泰地槽，出露最老的地层是中上奥陶统，为一套变质深浅不均一的滨海、浅海碎屑岩；志留系中上统，为一套厚度变化很大的滨海、浅海相碎屑岩。泥盆系为酸性火山岩及火山碎屑岩、碎屑岩夹灰岩。

5.2.3.2.3 软楔运动阶段——地槽普遍回返

泥盆纪末—早二叠世末，楔块系统进入软楔运动阶段。

随着二级正楔的不断下降，在泥盆纪，位于楔块地向斜的含油、气、水的表层圈闭深入到康拉德面深度，储层开始熔融，生成以酸性为主的岩浆，导致阿尔泰地槽泥盆系发育大量的酸性火山岩及火山碎屑岩。泥盆纪末形成三级软楔，软楔运动开始造陆。

天山地槽从泥盆纪末开始褶皱，经早石炭世末和中石炭世末的局部褶皱，至晚石炭世末，大部分地区已褶皱隆起，一些地段延续至早二叠世末才全部褶皱形成褶

皱系。

东、西准噶尔的早古生代地层在泥盆纪末的构造运动中发生褶皱；早石炭世末的中华力西运动使地槽褶皱回返，形成准噶尔华力西褶皱系。

中国境内的阿尔泰地槽，泥盆纪末结束地槽型沉积，经褶皱上升，形成早华力西褶皱系。此后，沉积了下石炭统上部以酸性火山岩和灰岩、碎屑岩为主的地槽期后沉积。阿尔泰华力西褶皱系有大量华力西期花岗岩（图 5–2–3–C）。

5.2.3.2.4　削高补低阶段——地台演化过程

晚二叠世—三叠纪，楔块系统进入削高补低阶段，地槽转化为地台，进入相对稳定期，形成双层结构。

正软楔褶皱成山后，虽然缺少外来物质堆积，但随着楔块的增厚作用，成岩物质有向楔块中心地带缓慢塑性流动的趋势；正楔块底面积之上的重力作用仍然大于岩浆的浮力。这就造成了地台软楔缓慢下降、山脉继续升高的现象。在相对稳定的楔块系统内，保持相对缓慢的地壳运动。

随着“四堑”地向斜的普遍褶皱，天山—准噶尔—阿尔泰地槽转变成地台。此后褶皱带成为剥蚀区；长期隆起的一、二级倒楔地区则成为山间低地接受沉积物。准噶尔、吐鲁番、哈密等倒楔所在地及其周围，开始发育盖层，形成双层结构。

5.2.3.2.5　倒楔逆行阶段——地洼演化过程

晚三叠世以来，楔块系统进入倒楔逆行阶段，形成地洼。

经过长时间的削高补低运动后，倒楔顶部的沉积物不断变厚，负荷重力不断增大，在重力—浮力均衡作用下，倒楔的部分地段发生逆行，楔块系统进入倒楔逆行阶段。

随着二级倒楔的不断下沉，其上含油、气、水的圈闭深入到康拉德面深度时，储层熔融生成以酸性为主的岩浆，形成三级软楔。三级软楔运动使楔块发生强烈的褶皱作用（图 5–2–3–D）。

准噶尔盆地从二叠纪开始形成大型内陆凹陷区，二叠纪至第四纪发育了很厚的含煤、含盐和含油的地层。由于盆地基底和断裂活动的差异，盆地内各部分地层发育特征不一，总的表现为北薄南厚和由东西两侧向中央逐渐增厚。准噶尔盆地至少经历了晚三叠世末、晚侏罗世末和晚白垩世末—古新世末三次构造运动，形成短轴褶皱及鼻状构造，局部发育梳状褶皱。构造强度一般由边缘向内部减弱。

准噶尔地槽华力西旋回后形成中小型山间凹陷，发育含煤、油页岩及菱铁矿的碎屑沉积。吐鲁番地区从晚二叠世开始形成内陆盆地。

天山—准噶尔—阿尔楔块运动构造旋回的倒楔逆行阶段还在继续。

5.2.4 内蒙—大兴安岭楔块运动构造旋回

5.2.4.1 基本地质特征

内蒙—大兴安岭地槽褶皱系位于中国东北部，占据大兴安岭中南部和内蒙古草原，西部包括阿拉善以北地区，南以内蒙地轴北缘深断裂和阿拉善北缘深断裂与华北地台为界，东与吉黑华力西褶皱系和松辽地块为邻。大部分地区和与蒙古有关的褶皱带相连接。

区内大面积分布中新生代陆相火山—沉积岩系及华力西期花岗岩基，古生代及其以前的地层出露比较零星，是一个被燕山运动强烈改造的晚华力西地槽褶皱系。

早古生代地层大致呈北东向条带断续出露，自北而南依次是：海拉尔—呼玛一线；伊尔施—爱辉一线；苏尼特左旗—锡林浩特一线；内蒙地轴北缘温都尔庙—赤峰一线。南部主要是浅变质碎屑岩、基性火山岩和碳酸盐岩，北部为复理石建造及中酸性火山岩建造。晚加里东运动使地槽局部褶皱。四条早古生代地层构成四条隆起带，其上被晚古生代地层不整合覆盖。远离隆起带，早、晚古生界为整合接触，继续发育晚古生代地槽沉积。

加里东运动后，四条隆起带呈岛链状隆起，广大地槽凹陷区发育了巨厚的优地槽型陆源碎屑复理石建造、碳酸盐建造和中酸性火山岩建造。早石炭世末的中华力西运动使伊尔施—爱辉一线以北褶皱隆起。此后，地槽凹陷南移至伊尔施—爱辉一线以南，至早二叠世末才褶皱。

内蒙—大兴安岭地槽褶皱系南北两侧褶皱比较早，由两侧向内变晚，最后结束于早二叠世末。内蒙—大兴安岭华力西褶皱系内侵入岩特别发育。加里东期和燕山期规模较小，主要为中酸性岩和花岗岩。华力西期侵入岩最发育，可分为三期，主要为巨大的花岗岩基和超基性岩带。这些超基性岩与在不同地区出露的海底基性喷出岩一起构成蛇绿岩套。超基性岩可分三带：北带，二连浩特—东乌珠穆沁旗；中带，索伦山—苏尼特左旗；南带，呈脉群分布于温都尔庙一带。地槽自早二叠世末转化为褶皱系后，晚二叠世发育磨拉石建造。经三叠纪的上升剥蚀后，于侏罗纪开始断裂差异升降，形成内陆断陷盆地，发育中新生代的含煤、含膏盐沉积和大量中酸性火山岩及玄武岩。

要点分析：

（1）内蒙—大兴安岭褶皱系古生代及其以前的地层有零星出露，是一个被燕山运动强烈改造的晚华力西地槽褶皱系。说明地槽形成的时间早于古生代，根据与其比邻的阿尔泰—准噶尔—天山褶皱系情况比较，本地槽形成的时间应在元古代晚

期。即楔块运动的正硬楔运动始于元古代晚期。

（2）内蒙—大兴安岭褶皱系岩浆活动的最大特点是：超基性岩与在不同地区出露的海底基性喷出岩一起构成蛇绿岩套。超基性岩可分三带：北带，二连浩特—东乌珠穆沁旗；中带，索伦山—苏尼特左旗；南带，呈脉群分布于温都尔庙一带。按照楔块运动模式，蛇绿岩套的形成与倒楔的演变有关，说明本地槽应有三个倒楔存在。

（3）内蒙—大兴安岭褶皱系内有四条由早古生代地层构成的四条隆起带，其上被晚古生代地层不整合覆盖。说明本地槽经过“四堑夹三垒”阶段，在“四堑”中发育了四个沉降带，演化成褶皱带。

（4）内蒙—大兴安岭褶皱系南北两侧褶皱比较早，由两侧向内变晚，最后结束于早二叠世末。按照楔块运动模式，说明沉积物主要来自地槽外部三级软楔的造陆运动，“外两堑”的褶皱早于“内两堑”。

（5）地槽自早二叠世末转化为褶皱系后，晚二叠世发育磨拉石建造，于侏罗纪开始断裂差异升降，形成内陆断陷盆地。说明晚二叠世—三叠纪为楔块运动的削高补低阶段；侏罗纪以来为倒楔逆行阶段。

5.2.4.2 楔块运动与海陆变迁

根据内蒙—大兴安岭褶皱系的基本地质特征，应用楔块运动模式，内蒙—大兴安岭楔块运动构造旋回的海陆变迁过程如下：

5.2.4.2.1 硬楔运动阶段——地槽整体凹陷

按照楔块运动模式，在元古代晚期，位于松辽地块和额尔古纳褶皱系之间的内蒙—大兴安地区随着岩石圈负荷的不断增加，其软流层之上的古老岩石通过重力—浮力均衡作用形成了一级正硬楔，开始运动，形成了北东走向的内蒙—大兴安岭地槽（图 5-1）。

伴随着正硬楔的下降，盆地进一步加宽，沉积物的分布越来越不均匀。盆地边缘的沉积物越来越多，楔块下降的幅度大，发生海侵，形成了两个凹陷带；盆地中部的沉积物越来越少，楔块下降的幅度小，形成了中央隆起带（在东部大致位于索伦山—苏尼特左旗一带）。

5.2.4.2.2 软硬楔运动阶段——地槽差异升降

寒武纪—志留纪，楔块系统进入软硬楔运动阶段，差异升降作用显著。

寒武纪初，索伦山—苏尼特左旗一带强烈隆起，形成一级倒楔，演变成地垒。地垒南、北两侧成为地堑，构成了一级“两堑夹一垒”楔块系统（图 5-2-4-A）。随着正硬楔的运动，海盆不断扩张，“两堑夹一垒”楔块系统进一步演变成“四堑夹三垒”楔块系统（图 5-2-4-B）。

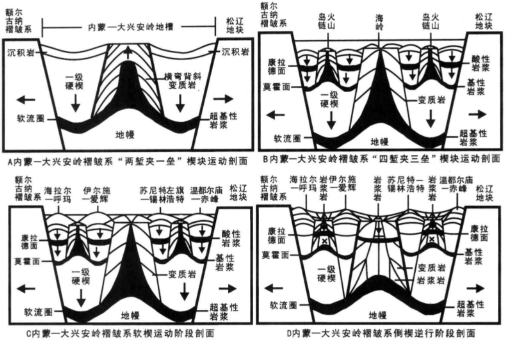


图 5-2-4 内蒙—大兴安岭楔块运动构造旋回剖面示意图

在岩浆底辟作用下，倒楔的塑性增大，成为软楔。其古老的结晶基底岩层夹杂岩浆岩被抬升到表层，形成蛇绿岩套；地垒进而演变成横弯背斜，部分地段演变成火山岛链。在横弯背斜的两翼，张性断裂不断发育，来自软流圈和莫霍面的超基性、基性岩浆沿断裂进入两侧的地向斜，形成侵入岩；在倒楔顶部喷溢，形成了大规模的超基性、基性岩带。

内蒙—大兴安岭地槽的超基性岩与在不同地区出露的海底基性喷出岩一起构成蛇绿岩套。超基性岩有三带：北带，二连浩特—东乌珠穆沁旗；中带，索伦山—苏尼特左旗；南带，呈脉群分布于温都尔庙一带。这三带应是“三倒楔”活动的区域。

“四堑”分别位于海拉尔—呼玛一线、伊尔施—爱辉一线、苏尼特左旗—锡林浩特一线、内蒙地轴北缘温都尔庙—赤峰一线，演化成地向斜，接受早生代的沉积物。

5.2.4.2.3 软楔运动阶段——地槽普遍回返

志留纪末—早二叠世末，楔块系统进入软楔运动阶段。

随着二级正楔的不断下降，在志留纪，位于楔块地向斜的含油、气、水的表层圈闭深入到康拉德面深度，储层开始熔融，生成以酸性为主的岩浆。岩浆侵入，导致内蒙—大兴安岭华力西褶皱系内酸性侵入岩特别发育。志留纪末形成三级软楔，

软楔运动开始造陆。

加里东运动后，伊尔施—爱辉一线、苏尼特左旗—锡林浩特一线、内蒙地轴北缘温都尔庙—赤峰一线四条隆起带隆起，广大地槽凹陷区发育了巨厚的优地槽型陆源碎屑复理石建造、碳酸盐建造和中酸性火山岩建造。早石炭世末的中华力西运动使伊尔施—爱辉一线以北褶皱隆起。此后，地槽凹陷南移至伊尔施—爱辉一线以南，至早二叠世末普遍褶皱（图 5-2-4-C）。

5.2.4.2.4　削高补低阶段——地台演化过程

晚二叠世—三叠纪，楔块系统进入削高补低阶段，地槽转化为地台，进入相对稳定期。

正软楔褶皱成山后，虽然缺少外来物质堆积，但随着楔块的增厚作用，成岩物质有向楔块中心地带缓慢塑性流动的趋势；正楔块底面积之上的重力作用仍然大于岩浆的浮力。这就造成了地台软楔缓慢下降、山脉继续升高的现象。在相对稳定的楔块系统内，保持相对缓慢的地壳运动。

随着“四堑”地向斜的普遍褶皱，内蒙—大兴安岭地槽转变成地台，此后褶皱带成为剥蚀区；长期隆起的一、二级倒楔地区则成为山间低地接受沉积物，晚二叠世发育了磨拉石建造。

5.2.4.2.5　倒楔逆行阶段——地洼演化过程

侏罗纪以来为倒楔逆行阶段，形成地洼。

经过长时间的削高补低运动后，倒楔顶部的沉积物不断变厚，负荷重力不断增大，在重力—浮力均衡作用下，倒楔的部分地段发生逆行，楔块系统进入倒楔逆行阶段。

随着二级倒楔的不断下降，其上含油、气、水的圈闭深入到康拉德面深度时，熔融生成以酸性为主的岩浆，形成三级软楔。三级软楔运动能使楔块强烈褶皱，伴随酸性、基性以及中性岩浆的活动（图 5-2-4-D）。

内蒙—大兴安岭地槽经晚二叠世—三叠纪的上升剥蚀后，于侏罗纪开始断裂差异升降，形成内陆断陷盆地，发育中新生代的含煤、含膏盐沉积和大量中酸性火山岩及玄武岩。

内蒙—大兴安岭楔块运动构造旋回的倒楔逆行阶段还在继续。

5.2.5　吉黑—延边楔块运动构造旋回

5.2.5.1　基本地质特征

5.2.5.1.1　吉黑地槽褶皱系

吉黑地槽褶皱系位于中国东北的张广才岭和小兴安岭。南与华北地台的辽东台

隆为邻，西与松辽地块和内蒙—大兴安岭华力西褶皱系毗连，东临滨（环）太平洋褶皱区的延边华力西褶皱系和那丹哈达燕山褶皱带。

区内前震旦纪及华力西期花岗岩大面积出露，元古界及古生界地层仅零星分布。

元古界出露于东部老爷岭一带，下、中元古界由片岩、片麻岩、大理岩等组成，上元古界及下寒武统为浅变质碎屑岩和白云岩。早寒武世末的早加里东运动褶皱，形成紧密线状褶皱。此后，老爷岭一带长期隆起，缺失古生代沉积。

古生代地层分布于西部张广才岭一带，奥陶系和志留系为浅变质海相碎屑岩夹火山岩。上古生界南部为厚达万米以上的砂岩、板岩和大理岩组成的复理石建造和中酸性火山岩。向北厚度减小，多变为海陆交互相或陆相砂砾岩，显示张广才岭一带，在古生代期间处于强烈下陷的优地槽环境。二叠纪末的晚华力西运动褶皱回返，并伴有大量花岗岩岩基侵入和局部基性—超基性岩侵入。

三叠纪时期，全区处于隆起剥蚀状态。侏罗纪开始形成一系列内陆断陷盆地，发育新生代含煤沉积和陆相火山岩及火山碎屑岩系。中、晚侏罗世是东北重要的成煤时期。燕山运动以断裂岩浆活动为主。新生代东部有多次玄武岩喷溢。

5.2.5.1.2　延边华力西褶皱系

延边地槽褶皱系位于黑龙江和吉林的东南端，西以抚顺—密山深断裂与吉黑华力西褶皱系为界，南与华北地台的辽东台隆为邻，范围包括老爷岭和太平岭。延边地槽褶皱系是一个主要由石炭—二叠系组成的优地槽褶皱系。区内岩浆岩广布，元古界片岩、片麻岩和泥盆系片岩、片麻岩和酸性火山岩仅零星出露于东、南边缘。

石炭纪—二叠纪，地槽内发育了巨厚的优地槽沉积。石炭系为硅质条带灰岩、板岩、凝灰质砂岩和酸性火山岩，厚 2 500 米。下二叠统下部为砂岩、砂砾岩、粉砂岩、板岩、灰岩及中酸性凝灰岩，厚 3 500 米。它不整合或假整合于石炭系之上。下二叠统上部，以灰色及灰紫色凝灰质砾岩、凝灰质砂岩为主，夹粉砂岩、板岩及少量灰岩透镜体，厚 1 000 米，与下部为假整合接触。上二叠统下部，以紫红色、灰绿色海相酸性熔岩及火山碎屑岩或中基性熔岩为主，夹黑色砂岩、板岩，厚 850~3 700 米。上二叠统上部为海陆交互相碎屑岩，厚 2 000 米。其上被侏罗纪的陆相煤系和中酸性火山岩、火山碎屑岩不整合覆盖。

以上反映，地槽在晚古生代时期具强烈活动性，经石炭纪末的局部褶皱，二叠纪晚期逐渐上升，最后于二叠纪末的晚华力西运动全面褶皱上升，转化为褶皱系。伴随华力西运动有大量岩浆侵入，形成广泛分布的华力西期基性—超基性岩、花岗闪长岩和花岗岩等岩体和岩基。白垩纪和新生代为陆相盆地沉积。新生代沿断裂有大量玄武岩喷溢。

5.2.5.1.3　要点分析

（1）在老爷岭一带，见早寒武世末的早加里东运动形成的紧密线状褶皱；在张广才岭奥陶系和志留系为浅变质海相碎屑岩夹火山岩广为分布和延边地槽褶皱系主要由石炭—二叠系组成的优地槽褶皱系等特征，说明吉黑—延边华力西褶皱系的凹陷作用最早始于中寒武世，即楔块运动的正硬楔运动阶段始于中寒武世。

（2）吉黑—延边华力西褶皱系最老的地层主要分布在老爷岭一带，下、中元古界由片岩、片麻岩、大理岩等组成，上元古界及下寒武统为浅变质碎屑岩和白云岩。古生代的地层主要分布在老爷岭两侧的张广才岭和太平岭一带，说明本区形成了“两堑夹一垒”楔块系统。倒楔位于老爷岭一带，两正楔分别位于张广才岭和太平岭一带。

（3）吉黑地槽（张广才岭一带）在二叠纪末的晚华力西运动褶皱回返，并伴有大量花岗岩岩基侵入和局部基性—超基性岩侵入；延边地槽经石炭纪末的局部褶皱，二叠纪晚期逐渐上升，最后于二叠纪末的晚华力西运动全面褶皱上升，转化为褶皱系。伴随华力西运动有大量岩浆侵入，形成广泛分布的华力西期基性—超基性岩、花岗闪长岩和花岗岩等岩体和岩基。说明吉黑—延边华力西褶皱系的软楔造陆运动开始于石炭纪末，结束于二叠纪末。

（4）三叠纪时期，吉黑华力西褶皱系全区处于隆起剥蚀状态。延边华力西褶皱系不见三叠纪地层。说明三叠纪为楔块运动的削高补低阶段。

（5）吉黑华力西褶皱系自侏罗纪开始形成一系列内陆断陷盆地，发育新生代含煤沉积和陆相火山岩及火山碎屑岩系。中、晚侏罗世是东北重要的成煤时期。燕山运动以断裂岩浆活动为主。新生代东部有多次玄武岩喷溢。延边华力西褶皱系白垩纪和新生代为陆相盆地沉积。新生代沿断裂有大量玄武岩喷溢。说明侏罗纪以来为倒楔逆行阶段。

5.2.5.2　楔块运动与海陆变迁

根据吉黑—延边褶皱系的基本地质特征，应用楔块运动模式，吉黑—延边楔块运动构造旋回的海陆变迁过程如下：

5.2.5.2.1　硬楔运动阶段——地槽整体凹陷

按照楔块运动模式，在元古代，吉黑—延边华力西褶皱系的边界已存在到达软流圈的深大断裂，古生代以来形成的沉积物是在古老楔块基础上的延续。

在中寒武世，位于松辽地块和锡霍特褶皱带之间的吉黑—延边地区，随着岩石圈负荷的不断增加，在莫霍面深度生成了基性岩浆层；在基性岩浆层之上的古老岩石通过重力—浮力均衡作用形成了二级正硬楔，开始运动，形成了近南北走向的吉黑—延边地槽（图 5–1）。

吉黑—延边地槽东高西低，中寒武世—奥陶纪的沉积物主要堆积在张广才岭地区一带。伴随着正硬楔的下降，盆地进一步加宽，海侵扩大，由地槽的西部侵入东部（图 5-2-5-A）。

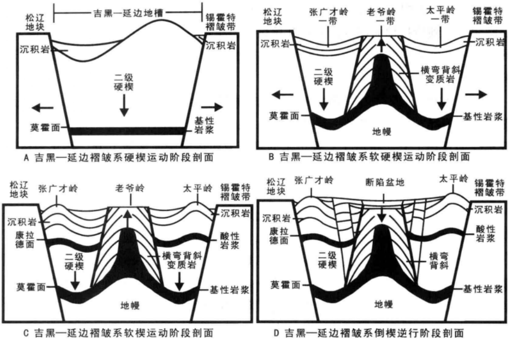


图 5-2-5　吉黑—延边楔块运动构造旋回剖面示意图

5.2.5.2.2　软硬楔运动阶段——地槽差异升降

石炭纪，楔块系统进入软硬楔运动阶段，差异升降作用显著。

石炭纪初，海侵到太平岭一带，形成延边地向斜。此时，二级正硬楔运动演变成“两堑夹一垒”楔块系统运动，差异升降作用十分明显（图 5-2-5-B）。

在岩浆底辟作用下，老爷岭一带的倒楔塑性增大，成为软楔。致使下、中元古界由片岩、片麻岩、大理岩等组成；上元古界及下寒武统为浅变质碎屑岩和白云岩，抬升到表层，地垒演变成横弯背斜。在横弯背斜的两翼，张性断裂不断发育，来自软流圈和莫霍面的超基性—基性岩浆沿断裂进入两侧的地向斜，形成侵入岩带。

张广才岭一带，奥陶系和志留系为浅变质海相碎屑岩夹火山岩。上古生界南部为厚达万米以上的砂岩、板岩和大理岩组成的复理石建造。

太平岭一带发育巨厚的优地槽沉积。石炭系为硅质条带灰岩、板岩、凝灰质砂岩和酸性火山岩；下二叠统下部为砂岩、砂砾岩、粉砂岩、板岩、灰岩及中酸性凝灰岩，不整合或假整合于石炭系之上。下二叠统上部，以灰色及灰紫色凝灰质砾岩、凝灰质砂岩为主，夹粉砂岩、板岩及少量灰岩透镜体，与下部为假整合接触。上二叠统下部，以紫红色、灰绿色海相酸性熔岩及火山碎屑岩或中基性熔岩为主，

夹黑色砂岩、板岩；上二叠统上部为海陆交互相碎屑岩。

5.2.5.2.3 软楔运动阶段——地槽普遍回返

石炭纪末—二叠世末，楔块系统进入软楔运动阶段。

随着二级正楔的不断下降，在石炭纪末，位于楔块地向斜的含油、气、水的表层圈闭深入到康拉德面深度，储层开始熔融，生成以酸性为主的岩浆。岩浆侵入，导致吉黑—延边华力西褶皱系内酸性侵入岩特别发育，并形成三级软楔，软楔运动开始造陆。

吉黑地槽（张广才岭一带）在二叠纪末的晚华力西运动褶皱回返，并伴有大量花岗岩岩基侵入和局部基性—超基性岩侵入；延边地槽经石炭纪末的局部褶皱，二叠纪晚期逐渐上升，最后于二叠纪末的晚华力西运动全面褶皱上升，转化为褶皱系。伴随华力西运动有大量岩浆侵入，形成广泛分布的华力西期复杂岩性的侵入岩体和岩基（图 5-2-5-C）。

5.2.5.2.4 削高补低阶段——地台演化过程

三叠纪，楔块系统进入削高补低阶段，地槽转化为地台，进入相对稳定期。

正软楔褶皱成山后，虽然缺少外来物质堆积，但随着楔块的增厚作用，成岩物质有向楔块中心地带缓慢塑性流动的趋势；正楔块底面积之上的重力作用仍然大于岩浆的浮力。这就造成了地台软楔缓慢下降、山脉继续升高的现象。在相对稳定的楔块系统内，保持相对缓慢的地壳运动。

三叠纪时期，吉黑华力西褶皱系全区处于隆起剥蚀状态；延边华力西褶皱系不见三叠纪地层；老爷岭一带长期隆起，缺失古生代沉积。

5.2.5.2.5 倒楔逆行阶段——地洼演化过程

侏罗纪以来为倒楔逆行阶段，形成地洼。

经过长时间的削高补低运动后，倒楔顶部的沉积物不断变厚，负荷重力不断增大，在重力—浮力均衡作用下，二级倒楔的部分地段发生逆行，楔块系统进入倒楔逆行阶段。

随着二级倒楔的不断下降，在下陷的沉积层和围岩中能形成多期次的张性断裂，导致基性岩浆的侵入和喷出（图 5-2-5-D）。

吉黑华力西褶皱系自侏罗纪开始形成一系列内陆断陷盆地，发育新生代含煤沉积和陆相火山岩及火山碎屑岩系。中、晚侏罗世是东北重要的成煤时期。燕山运动以断裂岩浆活动为主。新生代东部有多次玄武岩喷溢。延边华力西褶皱系白垩纪和新生代为陆相盆地沉积。新生代沿断裂有大量玄武岩喷溢。

吉黑—延边楔块运动构造旋回的倒楔逆行阶段还在继续。

5.2.6 昆仑楔块运动构造旋回

昆仑地槽褶皱系位于新疆与西藏的接壤地带及青海中部，主体部分与昆仑山脉相当。一般以塔里木地台东南缘的若羌—拉竹龙深断裂为界，分为西昆仑华力西褶皱系和东昆仑华力西褶皱系。

东、西昆仑华力西褶皱系的海陆变迁过程不完全相同，分别介绍。

5.2.6.1 西昆仑华力西褶皱系

5.2.6.1.1 基本地质特征

西昆仑华力西褶皱系沿塔里木地台西南缘呈一巨型反S形，南邻喀喇昆仑—唐古拉燕山褶皱系，向西延入境外。

前震旦系广泛分布于西昆仑的中央地带，由太古界、下元古界、中上元古界等三套以片麻岩、结晶片岩、大理岩为主的变质岩系组成，其上为震旦系不整合覆盖。其发展经历与塔里木地台近似。前震旦纪末期运动以后，长期处于隆起状态，构成西昆仑中央地背斜。

古生代在地背斜南北两侧发育巨厚的变质沉积岩夹火山岩，构成南北两个地向斜。

震旦系出露于北部地向斜，由变质砂岩、泥砾岩（冰碛岩）、海底基性火山岩和碳酸盐岩组成，厚达4 500米以上。寒武系和奥陶系主要为变质碎屑岩和碳酸盐岩。奥陶系中夹有海相玄武岩、细碧岩、辉绿玢岩等。奥陶纪末的中期加里东运动初次褶皱，并使地槽内部构造分异增强。

志留系—中泥盆统，南部地向斜以碳酸盐岩为主；北部地向斜以碎屑岩为主，厚度变化大。中泥盆世末的早期华力西运动再次褶皱，并伴有大规模中酸性岩浆侵入。

中泥盆统和下石炭统中有玄武岩、角闪安山玢岩、苦橄玢岩及辉绿玢岩等。在这一带还有基性、超基性岩侵位于震旦纪喷发岩系或寒武系、奥陶系以及石炭系地层中。伴随这次运动还有大量以花岗岩为主的岩浆侵入活动。

整个西昆仑形成以前寒武系为核心的巨大复背斜构造。上泥盆统—下石炭统下部为陆相杂色碎屑岩。下石炭统上部—下二叠统，北部以碎屑岩和凝灰碎屑岩为主，厚度大；南部碳酸盐岩较发育，厚度较小。

早二叠世末的晚华力西运动全部褶皱回返，最终结束地槽发展转化成褶皱系。

华力西运动以后，西昆仑华力西褶皱系以不断上隆为主，除边缘地带局部遭受海侵外，中生界、新生界均以陆相碎屑沉积为主，分布零星。燕山、喜马拉雅运动

以断块上升为特征。

5.2.6.1.2 要点分析

(1) 震旦系出露于北部地向斜，在中央地带不整合覆盖。说明西昆仑华力西褶皱系在震旦纪整体开始下降，楔块运动的正硬楔运动阶段始于震旦纪。

(2) 中央地带之上被震旦系不整合覆盖，然后长期处于隆起状态，构成西昆仑中央地背斜。古生代在地背斜南北两侧发育巨厚的变质沉积岩夹火山岩，构成南北两个地向斜。说明在寒武纪初，本区就形成了一级“两堑夹一垒”楔块系统，进入软硬楔运动阶段。

奥陶系中夹有海相玄武岩、细碧岩、辉绿玢岩等。奥陶纪末地槽内部构造分异增强。说明在奥陶纪末形成二级“两堑夹一垒”楔块系统，来自莫霍面深度的基性岩浆活动频繁，差异升降活动加强。

(3) 中泥盆世末地向斜再次褶皱，并伴有大规模中酸性岩浆侵入；早二叠世末的晚华力西运动全部褶皱回返，最终结束地槽发展转化成褶皱系。说明软楔的造陆运动发生在中泥盆世末—早二叠世末。

(4) 燕山、喜马拉雅运动以断块上升为特征。说明侏罗纪以来，倒楔逆行阶段开始，晚二叠世—三叠纪为削高补低阶段。

5.2.6.1.3 楔块运动与海陆变迁

根据西昆仑褶皱系的基本地质特征，应用楔块运动模式，西昆仑楔块运动构造旋回的海陆变迁过程如下：

5.2.6.1.3.1 硬楔运动阶段——地槽整体凹陷

按照楔块运动模式，在震旦纪，位于塔里木地台和喀喇昆仑—唐古拉燕山褶皱系之间的西昆仑地区随着岩石圈负荷的不断增加，其软流层之上的古老岩石通过重力—浮力均衡作用形成了一级正硬楔，开始运动，形成了北西走向的西昆仑地槽(图 5-1)。

西昆仑地槽的古地形为南高北低，震旦系出露于地槽的北部和中部，主要由变质砂岩、泥砾岩（冰碛岩）、海底基性火山岩和碳酸盐岩组成。伴随正硬楔的下降，盆地进一步加宽，海侵不断扩大。

5.2.6.1.3.2 软硬楔运动阶段——地槽差异升降

寒武纪—中泥盆世，楔块系统进入软硬楔运动阶段，差异升降作用显著。

寒武纪初，地槽中央地带强烈上升，形成一级倒楔，由地垒演变成横弯背斜，长期处于隆起状态，构成西昆仑中央地背斜；地背斜南北两侧则强烈下降，由地堑演变成地向斜，发育巨厚的沉积岩夹火山岩，构成南北两个地向斜，形成了一级“两堑夹一垒”楔块系统（图 5-2-6-1-A）。

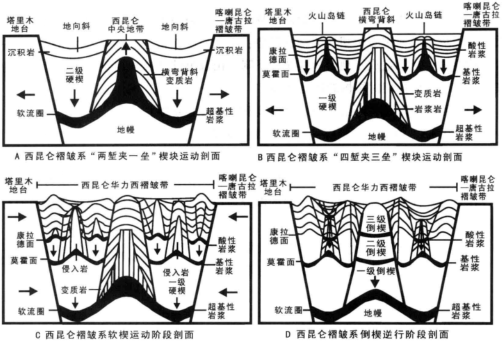


图 5-2-6-1　西昆仑楔块运动构造旋回剖面示意图

在来自软流圈以超基性为主的岩浆底辟作用下，一级倒楔塑性增大，成为软楔，横弯上升，使前震旦系广泛出露于西昆仑的中央地带。在横弯背斜的两翼，张性断裂不断发育，来自软流圈的超基性—基性岩浆沿断裂进入两侧的地向斜。

奥陶纪，一级地向斜演变成二级“两堑夹一垒”楔块系统。来自莫霍面的熔融基性岩浆活动频繁。二级倒楔由地垒发展成横弯背斜，部分地段演化成火山岛链，喷溢出大量的来自莫霍面的中基性岩浆，在其两侧的“四堑”中形成了多期火山岩。西昆仑地向斜奥陶系中夹有海相玄武岩、细碧岩、辉绿玢岩等（图 5-2-6-1-B）。

5.2.6.1.3.3　软楔运动阶段——地槽普遍回返

中泥盆世末—早二叠世末，楔块系统进入软楔运动阶段。

随着二级正楔的不断下降，在中泥盆世，位于楔块地向斜的含油、气、水的表层圈闭深入到康拉德面深度，储层开始熔融，生成以酸性为主的岩浆。中泥盆世末形成三级软楔，软楔运动开始造陆。致使西昆仑地向斜在中泥盆世末的早期华力西运动再次褶皱，并伴有大规模中酸性岩浆侵入。早二叠世末的晚华力西运动全部褶皱回返，地槽发展成褶皱系（图 5-2-6-1-C）。

5.2.6.1.3.4　削高补低阶段——地台演化过程

晚二叠世—三叠纪，楔块系统进入削高补低阶段，地槽转化为地台，进入相对

稳定期。

正软楔褶皱成山后，虽然缺少外来物质堆积，但随着楔块的增厚作用，成岩物质有向楔块中心地带缓慢塑性流动的趋势；正楔块底面积之上的重力作用仍然大于岩浆的浮力。这就造成了地台软楔缓慢下降、山脉继续升高的现象。在相对稳定的楔块系统内，保持相对缓慢的地壳运动。

华力西运动以后，西昆仑华力西褶皱系以不断上隆为主。

5.2.6.1.3.5　倒楔逆行阶段——地洼演化过程

侏罗纪以来为倒楔逆行阶段，形成地洼。

经过长时间的削高补低运动后，倒楔顶部的沉积物不断变厚，负荷重力不断增大，在重力—浮力均衡作用下，倒楔的部分地段发生逆行，楔块系统进入倒楔逆行阶段。

随着二级倒楔的不断下降，其上有大量陆源碎屑物沉积（图 5–2–6–1–D）。

西昆仑楔块运动构造旋回的倒楔逆行阶段还在继续。

5.2.6.2　东昆仑华力西褶皱系

5.2.6.2.1　基本地质特征

按照楔块运动模式，东昆仑华力西褶皱系和柴达木地块是同一个楔块运动构造旋回的产物，其基本地质特征概述如下：

5.2.6.2.1.1　东昆仑华力西褶皱系

东昆仑华力西褶皱系沿柴达木西北缘和南缘延伸，包括阿尔金山、祁曼塔格山和布尔汉布达山。南缘以东昆仑南缘（秀沟—托素湖）深断裂为界与巴颜喀拉—甘孜印支褶皱系相邻；西北以若羌—拉竹龙深断裂与塔里木地台分界；东端在都兰以东兴海一带被秦岭印支褶皱系“超覆”。

元古界主要出露于布尔汉布达山北坡和阿尔金山，由各种片麻岩、结晶片岩、大理岩等组成。布尔汉布达山下部夹中基性火山岩。前震旦纪末期的构造运动使其强烈褶皱和发生区域变质。其上为轻微变质的砾岩、石英岩和碳酸盐岩组成的震旦系不整合覆盖。

古生代阶段，布尔汉布达山北坡及其西延部分隆起成为地背斜，缺失下古生界，晚泥盆世陆相杂色粗碎屑岩及中酸性火山岩不整合覆盖于元古代变质岩系上。

古生代阶段，布尔汉布达山南坡、祁曼塔格山和阿尔金山则成为地向斜凹陷。早古生代（或晚泥盆世前）发育了巨厚的由中基性—中酸性火山岩、火山碎屑岩、沉积碎屑岩和碳酸盐岩构成的几个喷发—沉积旋回。经轻微区域变质作用而形成绿片岩、千枚岩和板岩。显示它们都处于优地槽环境。晚加里东运动使祁曼塔格地向斜褶皱隆起，形成加里东褶皱带。下中泥盆统为陆相紫红色粗碎屑岩构成的磨拉石

建造。晚泥盆世时，褶皱带开始遭受海侵，发育海陆交互相碎屑岩（D_3）至稳定的海相碳酸盐岩（$C—P_1$）沉积。初期（$D—C_1$）有中酸性火山喷发活动。

晚泥盆世前的早华力西运动使布尔汉布达地向斜和阿尔金地向斜产生褶皱，但它们尚未结束地槽活动经历。布尔汉布达地向斜在晚泥盆世—早二叠世期间活动仍十分强烈，有多次中基性—中酸性火山喷发活动，以碎屑沉积为主，岩相、厚度变化大，遭受过多次褶皱作用和轻微变质，至早二叠世末结束地槽活动性。

阿尔金地向斜在晚泥盆世至石炭纪发育了巨厚的中基性火山岩和类复理石沉积，于石炭纪末期结束地槽发展。

东昆仑华力西褶皱系有大量华力西期中酸性为主的侵入岩出露，成带状沿褶皱系走向分布于中央地背斜及其两侧。主要为花岗岩类，为华力西中期、晚期产物。另外，沿东昆仑南缘深断裂和阿尔金深断裂带尚有基性—超基性岩分布。

中生代、新生代，褶皱系以上隆为主，发育以陆相含煤、含石膏的碎屑沉积为主的山间凹陷。南侧印支期有中酸性火山喷发及酸性岩浆侵入活动。

5.2.6.2.1.2　柴达木地块

柴达木地块位于青海省西北部，约与柴达木盆地的范围相当，呈三角形。盆地四周为山脉所环绕，盆地内发育众多盐湖和内陆河。

柴达木地块处于祁连加里东褶皱系和东昆仑华力西褶皱系之间，东邻秦岭印支褶皱系，边界多为深断裂。地块中南部大部分被新生代沉积覆盖，前中生代地层主要出露于北缘，为中生代、新生代的巨大内陆凹陷。

地块北缘欧龙布鲁克一带，前震旦系为巨厚的结晶片岩、片麻岩、混合岩夹石英岩及大理岩，其上被震旦系不整合覆盖。前震旦系组成一系列等斜褶皱。震旦系—石炭系都是未变质的沉积岩。震旦系—中奥陶统以碳酸盐岩为主，上泥盆统和石炭系为陆相碎屑岩及海相碎屑岩和碳酸盐岩，局部有中酸性火山岩。显示地块北缘具前震旦纪基底和震旦纪至古生代沉积盖层。故一般据此推测柴达木地块除南缘基底为东昆仑北部褶皱带断陷外，北部和中部都具有相似的基底。

欧龙布鲁克隆起带南侧分布的一套浅变质沉积岩和中基性火山岩，其上被晚泥盆世或早石炭世地层不整合覆盖。由于在鱼卡西北滩间山地区产珊瑚、腕足等化石，任纪舜等（1980）将这一带划为早华力西优地槽褶皱带，据此否定这一地块的存在，而将其作为东昆仑华力西褶皱系的一部分。

中生代缺失三叠纪沉积，侏罗纪开始在北部、中部形成内陆断陷盆地，发育下中侏罗统含煤、油页岩碎屑沉积和上侏罗统和白垩系红色岩系。

新生代时，地块整体下陷成为大型内陆盆地，发育了巨厚的以湖相为主的沉积。渐新统和中新统为重要的生油层，更新统产岩盐和石膏。喜马拉雅运动形成穹窿、短轴背斜和箱状褶皱，形成良好的储油构造。柴达木地块是中国西北部重要的

产油气区。

西昆仑向东经阿尔金山至柴达木盆地南、北缘的山脉，是一个晚古生代褶皱带。在古生代是一个优地槽沉积带。沿阿尔金山由且末至安南坝一带，以及柴达木盆地南、北缘山脉，有大小基性—超基性岩体300余处，侵位于震旦系及下古生界中。这些岩体和火山岩可以认为是代表几条蛇绿岩带。

柴达木盆地内部大部分为第三系及部分白垩系所覆盖。地块内部基岩埋深各地区不均一，很多钻孔深逾3 000米，尚未穿过第三系。推测前第三系埋深一般达6 000~8 000米，中央部分最大可达9 000米。盆地中部大概没有经过强烈褶皱，可能是一个基底比较古老的稳定地块。

古生代之后，祁连山、北秦岭和柴达木的南北，均已褶皱成山，合并于塔里木—中朝（华北）陆块，而它们的南部则仍受海侵，构成新的地槽。

5.2.6.2.2　要点分析

（1）元古界主要出露于布尔汉布达山北坡和阿尔金山。前震旦纪末期的构造运动使其强烈褶皱和发生区域变质。其上为轻微变质的砾岩、石英岩和碳酸盐岩组成的震旦系不整合覆盖，说明东昆仑华力西褶皱系在震旦纪整体开始下降，楔块运动的正硬楔运动阶段始于震旦纪。

（2）古生代阶段，布尔汉布达山北坡及其西延部分隆起成为地背斜，缺失下古生界，晚泥盆世陆相杂色粗碎屑岩及中酸性火山岩不整合覆盖于元古代变质岩系上；布尔汉布达山南坡、祁曼塔格山和阿尔金山则成为地向斜凹陷。考虑到东、西昆仑演化的一致性，作者认为在寒武纪初，本区就形成了一级“两堑夹一垒”楔块系统，进入软硬楔运动阶段；在奥陶纪末形成二级“两堑夹一垒”楔块系统，来自莫霍面深度的基性岩浆活动频繁，差异升降活动加强。

（3）晚泥盆世前的早华力西运动使布尔汉布达地向斜和阿尔金地向斜产生褶皱，至早二叠世末结束地槽活动性；阿尔金地向斜于石炭纪末期结束地槽发展；柴达木盆地中生代缺失三叠纪沉积。说明软楔的造陆运动与西昆仑华力西褶皱系一致，发生在中泥盆世末—早二叠世末。

（4）东昆仑华力西褶皱系中生代、新生代，褶皱系以上隆为主，发育以陆相含煤、含石膏的碎屑沉积为主的山间凹陷。南侧印支期有中酸性火山喷发及酸性岩浆侵入活动。柴达木盆地侏罗纪开始在北部、中部形成内陆断陷盆地，发育下中侏罗统含煤、油页岩碎屑沉积和上侏罗统和白垩系红色岩系。说明侏罗纪以来，倒楔逆行阶段开始。晚二叠世—三叠纪为削高补低阶段。

（5）柴达木地块前中生代地层主要出露于北缘，前震旦系上部被震旦系不整合覆盖，组成一系列等斜褶皱；震旦系—石炭系都是未变质的沉积岩。中生代缺失三叠纪沉积，侏罗纪开始在北部、中部形成内陆断陷盆地，发育下中侏罗统含煤、

油页岩碎屑沉积和上侏罗统和白垩系红色岩系。新生代时，地块整体下陷成为大型内陆盆地，发育了巨厚的以湖相为主的沉积。说明古生代以来一直活动。由于在鱼卡西北滩间山地区产珊瑚、腕足等化石，任纪舜等（1980）将这一带划为早华力西优地槽褶皱带，据此否定这一地块的存在，而将其作为东昆仑华力西褶皱系的一部分。作者支持这一观点，把柴达木盆地作为东昆仑山华力西褶皱系其中的“一堑”来对待。

5.2.6.2.3 楔块运动与海陆变迁

根据东昆仑和柴达木褶皱系的基本地质特征，应用楔块运动模式，其构造旋回的海陆变迁过程如下：

5.2.6.2.3.1 硬楔运动阶段——地槽整体凹陷

按照楔块运动模式，在震旦纪，位于塔里木地台和巴颜喀拉—甘孜印支褶皱系之间的东昆仑地区随着岩石圈负荷的不断增加，其软流层之上的古老岩石通过重力—浮力均衡作用产生了一级正硬楔，开始运动，形成了近东西走向的东昆仑地槽（图 5–1）。

东昆仑地槽的古地形为南高北低，震旦系出露于地槽的北部和中部，发育下部陆屑建造。

分布在布尔汉布达山北坡和阿尔金山元古界之上的震旦系为轻微变质的砾岩、石英岩和碳酸盐岩组成。伴随着正硬楔的下降，盆地进一步加宽，海侵不断扩大。

5.2.6.2.3.2 软硬楔运动阶段——地槽差异升降

寒武纪—中泥盆世，楔块系统进入软硬楔运动阶段，差异升降作用显著。

寒武纪初，地槽中央地带的布尔汉布达山北坡及其西延部分形成一级倒楔，强烈上升，由地垒演变成横弯背斜，长期处于隆起状态，缺失下古生界，构成东昆仑中央地背斜；地背斜南北两侧的布尔汉布达山南坡和阿尔金山则强烈下降，由地堑演变成地向斜，构成了一级“两堑夹一垒”楔块系统（图 5–2–6–2–A）。

在来自软流圈以超基性为主的岩浆底辟作用下，一级倒楔塑性增大，成为软楔，强烈褶皱，使前震旦系广泛出露于东昆仑的中央地带。在横弯背斜的两翼，张性断裂不断发育，来自软流圈的超基性—基性岩浆沿断裂进入两侧的地向斜。

奥陶纪，一级地向斜演变成二级“两堑夹一垒”楔块系统。来自莫霍面深度的基性岩浆活动频繁。二级倒楔由地垒发展成横弯背斜，部分地段演化成火山岛链，喷溢出大量的来自莫霍面的中基性岩浆，在其两侧的“四堑”中形成了多期火山岩。

早古生代（或晚泥盆世前），布尔汉布达山南坡、祁曼塔格山和阿尔金山则成为地向斜凹陷，发育了巨厚的由中基性—中酸性火山岩、火山碎屑岩、沉积碎屑岩和碳酸盐岩构成的几个喷发—沉积旋回。经轻微区域变质作用而成绿片岩、千枚岩

和板岩。显示它们都处于优地槽环境（图 5-2-6-2-B）。

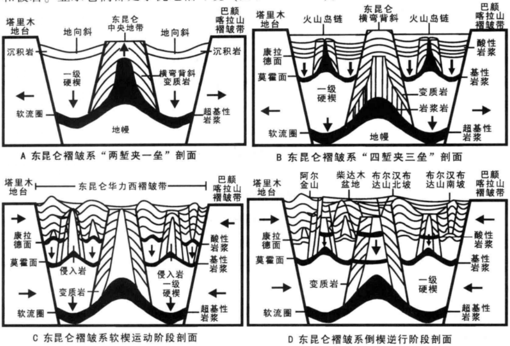


图 5-2-6-2　东昆仑楔块运动构造旋回剖面示意图

5.2.6.2.3.3　软楔运动阶段——地槽普遍回返

中泥盆世末—早二叠世末，楔块系统进入软楔运动阶段。

随着二级正楔的不断下降，在中泥盆世，位于楔块地向斜的含油、气、水的表层圈闭深入到康拉德面深度，储层开始熔融，生成以酸性为主的岩浆。中泥盆世末形成三级软楔，软楔运动开始造陆（图 5-2-6-2-C）。

晚泥盆世前的软楔运动，使布尔汉布达地向斜和阿尔金地向斜产生褶皱，但它们尚未结束地槽活动经历。布尔汉布达地向斜在晚泥盆世—早二叠世期间活动仍十分强烈，有多次中基性—中酸性火山喷发活动，以碎屑沉积为主，岩相、厚度变化大，遭受过多次褶皱作用和轻微变质，至早二叠世末结束地槽活动。

阿尔金地向斜在晚泥盆世至石炭纪发育了巨厚的中基性火山岩和类复理石沉积，于石炭纪末期结束地槽发展。

东昆仑华力西褶皱系有大量华力西期中酸性为主的侵入岩出露，成带状沿褶皱系走向分布于中央地背斜及其两侧。主要为花岗岩类，为华力西中期、晚期产物。另外，沿东昆仑南缘深断裂和阿尔金深断裂带尚有基性—超基性岩分布。

5.2.6.2.3.4　削高补低阶段——地台演化过程

晚二叠世—三叠纪，楔块系统进入削高补低阶段，地槽转化为地台，进入相对稳定期。

正软楔褶皱成山后，虽然缺少外来物质堆积，但随着楔块的增厚作用，成岩物质有向楔块中心地带缓慢塑性流动的趋势；正楔块底面积之上的重力作用仍然大于岩浆的浮力。这就造成了地台软楔缓慢下降、山脉继续升高的现象。在相对稳定的楔块系统内，保持相对缓慢的地壳运动。

东昆仑华力西褶皱系在削高补低阶段，褶皱系以上隆为主，发育以陆相含煤、含石膏的碎屑沉积为主的山间凹陷。

5.2.6.2.3.5 倒楔逆行阶段——地洼演化过程

侏罗纪以来为倒楔逆行阶段，形成地洼。

经过长时间的削高补低运动后，倒楔顶部的沉积物不断变厚，负荷重力不断增大，在重力—浮力均衡作用下，倒楔的部分地段首先发生逆行，楔块系统进入倒楔逆行阶段。

随着二级倒楔的不断下降，其上含油、气、水的圈闭深入到康拉德面深度，储层熔融，生成以酸性为主的岩浆，形成三级软楔。三级软楔运动使楔块强烈凹陷并发生褶皱，伴随酸性、基性以及中性岩浆的活动（图 5-2-6-2-D）。

柴达木盆地侏罗纪开始在北部、中部形成内陆断陷盆地，发育下中侏罗统含煤、油页岩碎屑沉积和上侏罗统和白垩系红色岩系。新生代时，地块整体下陷成为大型内陆盆地，发育了巨厚的以湖相为主的沉积。渐新统和中新统为重要的生油层，更新统产岩盐和石膏。喜马拉雅运动形成穹窿、短轴背斜和箱状褶皱，形成良好的储油构造。

东昆仑华力西褶皱系南侧，印支期有中酸性火山喷发及酸性岩浆侵入活动。

本区楔块运动构造旋回的倒楔逆行阶段还在继续。

5.2.7 秦岭楔块运动构造旋回

5.2.7.1 基本地质特征

秦岭地槽褶皱系位于中国中部，一般以徽（县）成（县）盆地为界分为东西两段。秦岭印支褶皱系东段界于华北地台和扬子地台之间，北以秦岭地轴北缘深断裂和确山—肥东深断裂与华北地台相邻接，南以城口—房县深断裂和襄樊—广济深断裂与扬子地台为界，东端止于郯城—庐江深断裂。范围包括北秦岭、中秦岭、南秦岭、北大巴山、武当山及大别山。西段，南以玛沁—略阳深断裂与巴颜喀拉—甘孜印支褶皱系为界，北以天水—宝鸡深断裂和青海南山深断裂与祁连加里东褶皱系分开，西端插于祁连加里东褶皱系、柴达木地块和东昆仑华力西褶皱系之间。范围包括青海都兰—兴海以东，积石山和青海湖南山之间及西秦岭等广大地区。

秦岭地槽褶皱系在震旦纪—三叠纪期间具地槽活动特征，经加里东、华力西、印支构造旋回逐渐褶皱回返，至三叠纪末结束地槽活动转化为褶皱系，内部构造发展非常复杂。

5.2.7.1.1 前震旦系

前震旦系主要出露于秦岭东段武当山—大别山，由深变质的大别群（早元古代）和中晚元古代的红安群及其相当地层组成。前震旦纪末期褶皱隆起，成为秦岭地槽褶皱系东段一个活动性极大的、向西倾没、向东翘起的地背斜型隆起带——武当—淮阳隆起带。

5.2.7.1.2 震旦纪—三叠纪

地槽内部形成发展经历各不相同的近东西向沉陷带，差异十分显著。

自北而南可分为四个带：

5.2.7.1.2.1 北秦岭带

北秦岭带南以青海湖—北淮阳深断裂与中秦岭带（礼县—柞水）和武当—淮阳隆起带为界。中部为前震旦纪隆起带，由中晚元古代宽坪群、陶湾群组成。南、北为早古生代凹陷带。北部主要发育寒武系冒地槽沉积。南部发育早古生代碎屑岩、火山岩、火山碎屑岩和碳酸盐岩，厚近万米，属优地槽环境。

5.2.7.1.2.2 中秦岭带

中秦岭带南以临潭—山阳深断裂与南秦岭带为界。西段，凤县以西为中泥盆统西汉水群巨厚的复理石建造，上泥盆统大草滩群磨拉石建造不整合于其上；中段，宝鸡以南地区，泥盆系—下石炭统为复理石及碳酸盐岩，上为陆相中石炭统草凉驿煤系不整合覆盖；东段，柞水一带，中石炭统（可能包括上石炭统）则仍为地槽相沉积，二叠纪时才全部转化为华力西褶皱带。基性岩—超基性岩主要集中在北秦岭带南缘。

5.2.7.1.2.3 南秦岭带

南秦岭带位于临潭—山阳深断裂与玛沁—略阳深断裂、石泉—安康深断裂之间，向西延至青海湖以南，东端超覆于武当—淮阳隆起之上。东段，震旦系下统为中基性—酸性火山岩和碎屑岩为主，震旦系上统至奥陶系以碳酸盐岩为主，志留系下部为笔石页岩夹碳硅质岩，志留系上部为砂页岩、灰岩夹碳硅质岩。西段出露最老地层为志留纪变质中基性火山岩，显示加里东旋回具优地槽特点。泥盆系至下二叠统几乎全为碳酸盐岩，上二叠统为海陆交互相碎屑岩。三叠系主要分布于凤县及其以西，全为复理石建造，厚4 500~8 000米。合作以东只见下三叠统、中三叠统，以西发育全，厚度大，且有较多的火山岩。基性岩、超基性岩主要集中在南秦岭南部勉略带上。

5.2.7.1.2.4 北大巴山带

北大巴山带位于石泉—安康深断裂以南，主要由寒武系—志留系组成。寒武系—奥陶系，下部以硅质岩为主，中部以灰岩为主，上部以板岩为主。志留系为砂板岩。缺失泥盆系—三叠系沉积。

以上反映，早古生代北秦岭带和北大巴山带为主要凹陷带，加里东运动后，此二带转化为隆起带。晚古生代凹陷限于中秦岭带和南秦岭带。经中泥盆世末、早石炭世末和石炭纪末的华力西运动，中秦岭带由西向东逐渐褶皱隆起。二叠纪—三叠纪凹陷仅限于南秦岭带，并逐渐向西移至凤县以西地区，至晚三叠世才全部褶皱隆起，最终结束地槽活动转化成为印支褶皱系。

秦岭地槽褶皱系发生过多次构造岩浆活动。各时期地层组成一系列紧密线形的复背斜和复向斜构造，构造线呈近东西方向，在北大巴山带呈向西南突出的弧形。走向断裂十分发育。伴随各次构造运动均有岩浆侵入，其中以印支期和燕山期为最强烈。岩性以中酸性岩为主，其次为基性岩、超基性岩。侵入体多沿断裂带分布，或与区域构造线方向一致呈带状分布。基性岩、超基性岩主要集中在北秦岭带南缘和南秦岭南部勉略带上，延伸数百至千余千米。北大巴山带有大量辉绿岩岩墙群。另外，山阳—商南—内乡一线以南，平行发育有两条蓝闪石、钠长石化绿片岩相变质带。

5.2.7.1.3 要点分析

（1）前震旦系主要出露于中秦岭东段的武当山—大别山一带；北秦岭带中部和南秦岭勉略一带，震旦纪以来的地层超覆其上。说明秦岭印支褶皱带自震旦纪开始整体下降，楔块运动的正硬楔运动阶段始于震旦纪。只是当时的地形北高南低，震旦系主要分布在南秦岭地区。

（2）北秦岭北部主要发育寒武系冒地槽沉积。南部发育早古生代碎屑岩、火山岩、火山碎屑岩和碳酸盐岩优地槽沉积；南秦岭东段发育震旦系—志留系地层，西段出露最老地层为志留纪变质中基性火山岩；北大巴山带主要由寒武系—志留系组成。说明寒武纪—志留纪，秦岭地槽差异升降作用显著，应属于楔块运动的软硬楔运动阶段。

（3）早古生代北秦岭带和北大巴山带为主要凹陷带，加里东运动后，此二带转化为隆起带。晚古生代凹陷限于中秦岭带和南秦岭带。经中泥盆世末、早石炭世末和石炭纪末的华力西运动，中秦岭带由西向东逐渐褶皱隆起。二叠纪—三叠纪凹陷仅限于南秦岭带，并逐渐向西移至凤县以西地区，至晚三叠世才全部褶皱隆起，最终结束地槽活动转化成为印支褶皱系。说明软楔的造陆运动发生在志留纪末—晚三叠世之间。

（4）武当山—大别山一带、北秦岭中部和南秦岭勉略一带，是秦岭地槽的三

个隆起带；中秦岭地表出露最老的地层是中泥盆统西汉水群巨厚的复理石建造，应该是武当—淮阳隆起带向西倾没的地带，因此，推测中秦岭也是一个长期隆起遭受剥蚀的地带。北秦岭褶皱后，在泥盆纪时，中秦岭才被海侵。北秦岭中部带的南、北，南秦岭和大巴山带是四个凹陷带。构成“四堑夹三垒”楔块系统。伴随各次构造运动，岩浆活动频繁。岩性以中酸性岩为主，基性岩、超基性岩主要集中在北秦岭带南缘和南秦岭南部勉略带上，延伸数百至千余千米。北大巴山带有大量辉绿岩岩墙群。说明倒楔由地垒演变成横弯背斜，部分地段演变成火山岛链。

5.2.7.2 楔块运动与海陆变迁

根据秦岭褶皱系的基本地质特征，应用楔块运动模式，其构造旋回的海陆变迁过程如下：

5.2.7.2.1 硬楔运动阶段——地槽整体凹陷

按照楔块运动模式，在震旦纪，位于华北地台和扬子地台之间的秦岭华里西褶皱系随着岩石圈负荷的不断增加，其软流层之上的古老岩石通过重力—浮力均衡作用形成了一级正硬楔，开始下降，形成了东西走向的秦岭地槽（图 5-1）。

秦岭地槽的古地形为北高南低，震旦系出露于南秦岭东段。伴随着正硬楔的下降，盆地进一步加宽，海侵不断扩大。

5.2.7.2.2 软硬楔运动阶段——地槽差异升降

寒武纪—中泥盆世，楔块系统进入软硬楔运动阶段，差异升降作用显著。

寒武纪初，地槽中央地带强烈上升，形成一级倒楔，由地垒演变成横弯背斜，长期处于隆起状态，构成秦岭中央地背斜；地背斜南北两侧则强烈下降，由地堑演变成地向斜（图 5-2-7-A）。

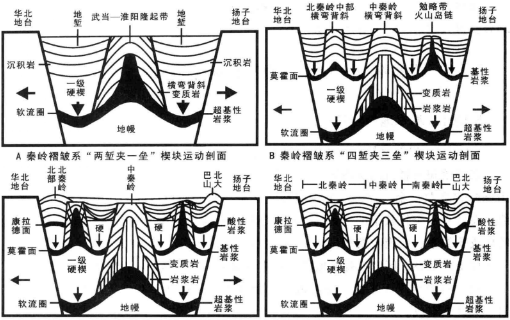
在来自软流圈以超基性为主的岩浆底辟作用下，一级倒楔塑性增大，成为软楔；上升隆起，成为地背斜。位于秦岭中央地区的武当山—大别山，前震旦系主要由深变质的大别群（早元古代）和中晚元古代的红安群及其相当地层组成。成为秦岭地槽褶皱系东段一个活动性极大的、向西倾没、向东翘起的地背斜型隆起带。

一级“两堑夹一垒”地向斜不断扩展，进而演变成两个二级“两堑夹一垒”楔块系统。

北秦岭中部为前震旦纪隆起带，南、北为早古生代凹陷带；勉略一带，有元古界出露，为隆起带；南、北两侧为南秦岭和大巴山凹陷带；加上武当山—大别山隆起带（或中秦岭带）。秦岭地槽在寒武纪形成了“四堑夹三垒”楔块系统（图 5-2-7-B）。

一、二级倒楔演变成横弯背斜后，张性断裂会在两翼不断发育，来自楔块底部的超基性—基性岩浆能沿断裂进入两侧的地向斜中。秦岭地槽的基性岩、超基性岩

主要集中在北秦岭带南缘和南秦岭南部勉略带上，延伸数百至千余千米；北大巴山带有大量辉绿岩岩墙群，都是楔块运动的结果。



A 秦岭褶皱系“两堑夹一垒”楔块运动剖面　B 秦岭褶皱系“四堑夹三垒”楔块运动剖面

C 秦岭褶皱系软楔运动阶段剖面　D 秦岭褶皱系削高补低阶段剖面

图 5-2-7　秦岭楔块运动构造旋回剖面示意图

在武当山—大别山一级倒楔的边部，由于倒楔在抬升过程中，要强烈挤压围岩，导致高压变质作用发生。由此形成了山阳—商南—内乡一线以南，平行发育有两条蓝闪石、钠长石化绿片岩相高压变质带。

北秦岭北部主要发育寒武系冒地槽沉积。南部发育早古生代碎屑岩、火山岩、火山碎屑岩和碳酸盐岩优地槽沉积；南秦岭东段发育震旦系—志留系地层，西段出露最老地层为志留纪变质中基性火山岩；北大巴山带主要由寒武系—志留系组成。秦岭地槽在“四堑夹三垒”楔块系统软（倒楔）硬（正楔）楔运动中，差异升降作用显著。

5.2.7.2.3　软楔运动阶段——地槽普遍回返

志留纪末—三叠纪，楔块系统进入软楔运动阶段。

随着二级正楔的不断下降，在志留纪，位于楔块地向斜的含油、气、水的表层圈闭深入到康拉德面深度，储层开始熔融，生成以酸性为主的岩浆。志留纪末形成三级软楔，软楔运动开始造陆，致使北秦岭带和北大巴山带加里东运动后转化为隆起带。经中泥盆世末、早石炭世末和石炭纪末的华力西软楔运动，中秦岭带由西向东逐渐褶皱隆起。二叠纪—三叠纪凹陷仅限于南秦岭带，并逐渐向西移至凤县以西地区，至晚三叠世全部褶皱隆起，最终结束地槽活动转化成为印支褶皱系（图 5–

2-7-C)。

5.2.7.2.4 削高补低阶段——地台演化过程

侏罗纪以来，秦岭华力西褶皱系楔块运动系统进入削高补低阶段，地槽转化为地台，进入相对稳定期（图 5-2-7-D）。

5.2.8 巴颜喀拉—甘孜—三江楔块运动构造旋回

5.2.8.1 基本地质特征

5.2.8.1.1 巴颜喀拉—甘孜印支褶皱系

巴颜喀拉—甘孜印支褶皱系位于东昆仑深断裂和玛沁—略阳深断裂之南，龙门山深断裂之西，金沙江—红河深断裂之北东，包括四川西部、青海南部和西藏北缘，总体呈一个拉长了的三角形。东南邻扬子地台，北接东昆仑华力西褶皱系和秦岭印支褶皱系，西南与喀喇昆仑—唐古拉燕山褶皱系及三江印支褶皱系毗邻。这是一个印支褶皱系，区内三叠系地槽沉积广泛覆盖，古生界仅出露于边缘地带。

前震旦系仅见于平武—茂汶地区，由变质中基性及中酸性火山岩、火山碎屑岩、夹硅岩组成。

震旦系—早古生界出露于边缘地带。平武—茂汶一带为浅变质碎屑岩及碳酸盐岩；炉霍—康定深断裂以南以中浅变质的碎屑岩及碳酸盐岩为主，西部夹中基性火山岩。总厚数千至近万米。泥盆系和石炭系以碳酸盐岩为主，南部夹较多火山岩。

二叠纪时，北缘阿尼玛卿一带及南部理塘、木里一带强烈凹陷，发育复理石、中基性火山岩及碳酸盐岩。晚华力西运动使局部地带褶皱隆起（如阿尼玛卿山）。大部分地区在三叠纪时强烈凹陷，东部沉积中心在雅江一带，西部沉积中心在玉树到义敦一带。东部以砂泥质复理石、类复理石为主夹少量灰岩，局部夹火山岩；西部以碎屑岩、灰岩互层为特征，夹较多中基性或酸性火山岩。总厚都在万米以上。

印支运动普遍褶皱隆起，形成一系列复背斜和复向斜。岩石轻微变质。伴随构造运动有中酸性岩浆侵入，及沿断裂分布的基性—超基性岩体。

印支运动后以隆起剥蚀为主，仅局部地区发育晚三叠世后期及以后的陆相断陷盆地沉积。

5.2.8.1.2 三江印支褶皱系

三江印支褶皱系位于怒江以东，金沙江—红河以西的滇西、藏东地区。区内金沙江、澜沧江、怒江形成著名的三江峡谷。它向南延入中南半岛，西端被喀喇昆仑—唐古拉燕山褶皱系超覆。

本区地质构造十分复杂，深断裂极其发育。最重要的有金沙江—红河深断裂、

澜沧江深断裂和怒江深断裂。沿深断裂带发生过多次强烈的构造运动、岩浆活动和变质作用，从而形成了哀牢山、澜沧江、高黎贡山等著名的变质杂岩带。这些变质带的变质岩类十分复杂，深、浅变质岩都有，原岩时代从前寒武纪至三叠纪均有发现。变质带之间为中新生代凹陷带或未变质地层分布区。

三江印支褶皱系经历了十分复杂的发展历史。哀牢山变质带和澜沧江变质带都已肯定有中晚元古代地层存在。

古生代时期，保山地区沉陷幅度较小，活动性较弱，以浅海碎屑岩及碳酸盐岩为主。其余地区都下陷较强烈。早古生代在金沙江和哀牢山西侧发育一套由片岩、千枚岩、石英岩等组成的砂泥质复理石沉积，晚加里东运动形成紧闭褶皱。晚古生代以碎屑岩及碳酸盐岩为主，夹中基性—中酸性火山岩。晚华力西运动，北部局部褶皱隆起。

三叠纪时，三江地槽发生明显分异，大致沿金沙江—红河、澜沧江、怒江等深断裂带形成深陷的地槽带，沉积了巨厚的由千枚岩、板岩、变质砂岩及中基性—中酸性火山岩组成的地槽型火山—沉积建造。

地槽带之间的保山、兰坪—思茅、昌都等地，则为沉积较薄、活动性较小的相对隆起的地带。

晚三叠世的印支运动，三江地槽褶皱封闭，沿深断裂带形成强烈褶皱，并伴有大规模花岗岩侵入和广泛的基性岩、超基性岩分布。昌都—兰坪—思茅一带的构造变动则较微弱，并在印支运动之后剧烈下陷，形成晚三叠世—第三纪初期的巨厚海相—海陆交互相—陆相含煤和含膏盐的红色岩系。早喜马拉雅运动最后使滇西和昌都地区的红层褶皱。

5.2.8.1.3 扬子地台边缘过渡带

5.2.8.1.3.1 盐源—丽江台褶带

盐源—丽江台褶带是扬子地台西缘古生代至三叠纪的凹陷带，是地台与西部地槽之间的过渡性构造单元，以三叠纪凹陷最为强烈。经印支、燕山特别是喜马拉雅运动的强烈作用，形成变形较强烈的褶皱断裂带。早、晚二叠世之间有大量海相—陆相玄武岩喷溢。

5.2.8.1.3.2 康滇地轴

康滇地轴在震旦纪—中三叠世时期是隆起地带，印支运动后，大部分地区转化为内陆断陷盆地，发育巨厚的陆相沉积。喜马拉雅运动再次褶皱隆起。震旦纪、华力西期、印支期、燕山期都有岩浆活动。深、大断裂极为发育，是扬子地台的重要构造岩浆成矿带。

5.2.8.1.3.3 滇东台褶带

滇东台褶带是康滇地轴内侧轴缘凹陷带，震旦纪至早古生代为主要沉降期。早

震旦世北段有大量以中酸性为主的火山喷发和花岗岩类岩浆侵入。早二叠世末至晚二叠世初有多次玄武岩浆喷溢。燕山、喜马拉雅运动形成较复杂的褶皱断裂带（图5-1）。

5.2.8.1.4　要点分析

（1）前震旦系出露于哀牢山、澜沧江一带和平武—茂汶地区，震旦纪以来的地层超覆其上。说明巴颜喀拉—甘孜—三江印支褶皱系自震旦纪开始整体下降，楔块运动的正硬楔运动阶段始于震旦纪。

（2）古生代时期的三江地槽，保山地区沉陷幅度较小，其余地区都下陷较强烈。早古生代在金沙江和哀牢山西侧发育一套由片岩、千枚岩、石英岩等组成的砂泥质沉积，说明保山地区和哀牢山一带是隆起带；巴颜喀拉—甘孜地槽的震旦系—早古生界出露于边缘地带，说明中央地带是隆起带。二叠纪—三叠纪，巴颜喀拉—甘孜地槽的北缘阿尼玛卿一带及南部理塘、木里一带强烈凹陷，与两者之间的隆起带一起构成了“两堑夹一垒”楔块系统；三江地槽大致沿金沙江—红河、澜沧江、怒江（边界断裂）等深断裂带形成深陷的地槽带，地槽带之间的保山、昌都—兰坪—思茅等地，则为隆起带。怒山—保山一带和昌都—兰坪—思茅一带是“两垒”；金沙江—红河一带、澜沧江一带是“两堑”。金沙江—红河一带的地槽与理塘—木里凹陷带连成一体。整体来看，巴颜喀拉—甘孜—三江印支褶皱系在古生代—三叠纪期间，形成了“四堑夹三垒”楔块系统，说明地槽的差异升降作用显著，应属于楔块运动的软硬楔运动阶段。

（3）巴颜喀拉—甘孜地槽晚华力西运动使局部地带褶皱隆起（如阿尼玛卿山），印支运动普遍褶皱隆起，形成一系列复背斜和复向斜。伴随构造运动有中酸性岩浆侵入，及沿断裂分布的基性—超基性岩体。三江地槽晚华力西运动，北部局部褶皱隆起；晚三叠世的印支运动，三江地槽褶皱封闭，沿深断裂带形成强烈褶皱，并伴有大规模花岗岩侵入和广泛的基性岩、超基岩分布。说明本地槽的软楔造陆运动发生在二叠纪末至晚三叠世之间。

（4）昌都—兰坪—思茅一带，在印支运动之后剧烈下陷，形成晚三叠世—第三纪初期的巨厚海相—海陆交互相—陆相含煤和含膏盐的红色岩系。早喜马拉雅运动最后使滇西和昌都地区的红层褶皱；巴颜喀拉—甘孜地槽局部地区发育晚三叠世后期及以后的陆相断陷盆地沉积。说明最迟侏罗纪末，巴颜喀拉—甘孜—三江印支褶皱系进入倒楔逆行阶段。侏罗纪是本褶皱系的削高补低阶段。

（5）巴颜喀拉—甘孜地向斜形成的二级“两堑夹一垒”楔块系统位于昌都—兰坪—思茅一级倒楔的东北部；三江地向斜形成的二级“两堑夹一垒”楔块系统位于昌都—兰坪—思茅一级倒楔的西南部。扬子地台边缘的盐源—丽江台褶带、康滇地轴、滇东台褶带也是一个“两堑夹一垒”楔块系统，位于巴颜喀拉—甘孜地向斜以

南，也可能是其二级“两堑夹一垒”楔块系统的南延部分，与本区一级倒楔拼接(图 5-1)。

5.2.8.2 楔块运动与海陆变迁

根据巴颜喀拉—甘孜—三江褶皱系的基本地质特征，应用楔块运动模式，其构造旋回的海陆变迁过程如下：

5.2.8.2.1 硬楔运动阶段——地槽整体凹陷

按照楔块运动模式，在震旦纪，位于扬子地台、东昆仑华力西褶皱系和秦岭印支褶皱系、喀喇昆仑—唐古拉燕山褶皱系、冈底斯念青唐古拉褶皱系之间的地区，随着岩石圈负荷的不断增加，其软流层之上的古老岩石通过重力—浮力均衡作用形成了一级正硬楔，开始下降，形成了巴颜喀拉—甘孜—三江不规则三角形地槽（图 5-1)。

前震旦系出露于哀牢山、澜沧江一带和平武—茂汶地区。震旦纪以来的地层超覆其上。伴随着正硬楔的下降，盆地进一步加宽，海侵不断扩大图（5-2-8-A)。

5.2.8.2.2 软硬楔运动阶段——地槽差异升降

古生代—三叠纪，楔块系统进入软硬楔运动阶段，差异升降作用显著。

古生代时期，巴颜喀拉—甘孜地槽的北缘阿尼玛卿一带及南部理塘、木里一带强烈凹陷，与两者之间的隆起带一起构成了“两堑夹一垒”楔块系统；扬子地台西边缘的盐源—丽江台褶带、康滇地轴、滇东台褶带也是一个“两堑夹一垒”楔块系统，位于巴颜喀拉—甘孜“两堑夹一垒”系统的南部。两个系统构造线的方向和演化的阶段基本一致，认为南部“两堑夹一垒”是北部的南延部分。三江地槽大致沿金沙江—红河、澜沧江、怒江（边界断裂）等深断裂带，形成深陷的地槽带，地槽带之间的保山、昌都—兰坪—思茅等地，则为隆起带。也就是说，巴颜喀拉—甘孜—三江印支褶皱系在古生代—三叠纪期间，形成了“四堑夹三垒”楔块系统（图 5-2-8-B)。

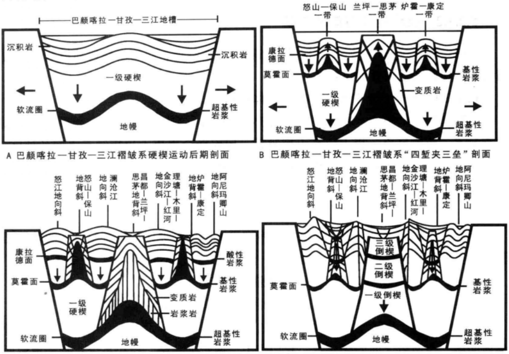
一、二级倒楔演变成横弯背斜后，张性断裂在两翼不断发育，来自楔块底部的超基性—基性岩浆能沿断裂进入两侧的地向斜中。

5.2.8.2.3 软楔运动阶段——地槽普遍回返

二叠纪末—三叠纪，楔块系统进入软楔运动阶段。

随着二级正楔的不断下降，在二叠纪，位于楔块地向斜的含油、气、水的表层圈闭深入到康拉德面深度，储层开始熔融。生成以酸性为主的岩浆，二叠纪末形成三级软楔，软楔运动开始造陆。巴颜喀拉—甘孜地槽晚华力西运动使局部地带褶皱，印支运动普遍褶皱隆起，形成一系列复背斜和复向斜。伴随构造运动有中酸性岩浆侵入，及沿断裂分布的基性—超基性岩体。三江地槽晚华力西运动，北部局部

褶皱隆起；晚三叠世的印支运动，三江地槽褶皱封闭，沿深断裂带形成强烈褶皱，并伴有大规模花岗岩侵入和广泛的基性—超基性岩分布（图 5-2-8-C）。



A 巴颜喀拉—甘孜—三江褶皱系硬楔运动后期剖面　B 巴颜喀拉—甘孜—三江褶皱系“四堑夹三垒”剖面

C 巴颜喀拉—甘孜—三江褶皱系软楔运动阶段剖面　D 巴颜喀拉—甘孜—三江褶皱系倒楔逆行阶段剖面

图 5-2-8　巴颜喀拉—甘孜—三江楔块运动构造旋回剖面示意图

5.2.8.2.4　削高补低阶段——地台演化过程

三叠纪，楔块系统进入削高补低阶段，地槽转化为地台，进入相对稳定期。

正软楔褶皱成山后，虽然缺少外来物质堆积，但随着楔块的增厚作用，成岩物质有向楔块中心地带缓慢塑性流动的趋势；正楔块底面积之上的重力作用仍然大于岩浆的浮力。这就造成了地台软楔缓慢下降、山脉继续升高的现象。在相对稳定的楔块系统内，保持相对缓慢的地壳运动。

正软楔运动导致地槽全面回返以后，巴颜喀拉—甘孜—三江印支褶皱系进入削高补低阶段。褶皱系以剥蚀为主，山间和山前凹陷发育磨拉石建造。

5.2.8.2.5　倒楔逆行阶段——地洼演化过程

侏罗纪以来为倒楔逆行阶段，形成地洼。

经过长时间的削高补低运动后，倒楔顶部的沉积物不断变厚，负荷重力不断增大，在重力—浮力均衡作用下，倒楔的部分地段首先发生逆行，楔块系统进入倒楔逆行阶段。

随着二级倒楔的不断下沉，其上含油、气、水的圈闭深入到康拉德面深度，储层熔融，生成以酸性为主的岩浆，形成三级软楔。三级软楔运动能使楔块强烈凹陷

并发生褶皱，伴随酸性、基性以及中性岩浆的活动（图 5-2-8-D）。

昌都—兰坪—思茅一带，在印支运动之后剧烈下陷，形成晚三叠世—第三纪初期的巨厚海相—海陆交互相—陆相含煤和含膏盐的红色岩系。早喜马拉雅运动最后使滇西和昌都地区的红层褶皱；巴颜喀拉—甘孜地槽局部地区发育晚三叠世后期及以后的陆相断陷盆地沉积。

本区楔块运动构造旋回的倒楔逆行阶段还在继续。

5.2.9 喀喇昆仑—唐古拉、冈底斯—念青唐古拉楔块运动构造旋回

5.2.9.1 基本地质特征

5.2.9.1.1 喀喇昆仑—唐古拉地槽褶皱系

喀喇昆仑—唐古拉地槽褶皱系位于金沙江—红河深断裂西段和班公湖—怒江深断裂段之间，东南端超覆于三江印支褶皱系之上，向西经喀喇昆仑山延出国境。范围包括西藏北部及青海西南部。

本区研究程度较低，资料较少，其构造属性尚有不少争论。

区内出露的最老地层，分布在藏北高原马依岗雪山一带，为一套变形复杂的、以石英片岩和云母片岩为主的结晶片岩，可能属前寒武纪。下古生界出露零星，多为浅海碳酸盐岩及砂泥质岩类，厚度不大。上古生界分布广泛，泥盆系和石炭系由浅海碳酸盐岩、泥质岩及砂岩组成，二叠系栖霞阶下部，为一套夹有含砾板岩、中基性火山岩、硅质岩的砂泥质沉积，厚达 3 300 米以上，栖霞阶上部和茅口阶由碳酸盐岩组成，厚度大于 2 500 米。上古生界总厚度，在唐古拉山一带达 8 000~20 000 米，在喀喇昆仑山一带变薄，约 4 000~5 000 米。三叠纪及侏罗纪发育一套浅海—滨海、沼泽相沉积，中侏罗世海侵最大。下三叠统、中三叠统为碎屑岩和碳酸盐岩。上三叠统东部为海陆交互相的含煤建造。下侏罗统、中侏罗统以砂页岩、碳酸盐岩为主，一般厚度为 2 000~4 000 米，最厚达 6 000 米以上；中侏罗统、上侏罗统由紫色、杂色砂岩及泥灰岩组成，厚约 7 000 米。侏罗纪末的早燕山运动全区褶皱隆起。东西两端褶皱、断裂较强烈，喀喇昆仑山一带形成紧密倒转的线状褶皱和叠瓦构造；中部羌塘高原及唐古拉山西部，断裂较发育，褶皱比较宽缓。伴随这次运动还有酸性和基性、超基性岩侵入。

白垩系和新生界是以陆相红色碎屑岩为主的凹陷盆地沉积。新第三系部分地区有玄武岩喷发。它们不整合覆于侏罗系及更老地层之上。

由于羌塘地区古生代以来，均以较稳定的碳酸盐岩和碎屑岩沉积为主，构造变

动也较微弱，缺乏大规模的岩浆活动，故一些学者认为它是一个以前寒武纪结晶岩系为基底的地块，称为羌塘地块。另一些学者则根据其侏罗系沉积厚度巨大、部分地层为钙质复理石沉积、碎屑岩主要为硬砂岩和复矿砂岩等，认为它是一个早燕山冒地槽褶皱系。

5.2.9.1.2　冈底斯—念青唐古拉燕山褶皱系

冈底斯—念青唐古拉地槽褶皱系包括班公湖—怒江深断裂和雅鲁藏布江深断裂之间的广大地区，由西向东横亘西藏中部，东端折向南，进入云南的西部边缘，并出国境伸至缅甸境内。这是一个晚白垩世结束地槽发展的晚燕山地槽褶皱系，由于研究程度较低，构造特征及发展历史还不十分清楚。云南龙陵地区、西藏念青唐古拉主峰和冈底斯山东段出露的几小块混合岩、片麻岩和结晶片岩，在冈底斯的申扎地区被泥盆系不整合覆盖，有可能代表本区最老的变质岩系。

区内有化石依据的最老地层为奥陶—志留系，由地台型浅海碳酸盐岩及碎屑岩组成，显示相对稳定的沉积特点。上古生界主要分布于当雄断裂之东，泥盆—石炭系以碳酸盐岩为主夹变质玄武岩及板岩，石炭—二叠系以碎屑岩为主夹中基性火山岩，岩石均遭受浅变质，总厚大于 7 000 米。西部仅见石炭—二叠系，呈东西向狭长条带分布，以碳酸盐岩为主，厚度较小。根据古生代的沉积特点和航空磁测资料分析，西部纳木湖地区很可能是一个以前寒武纪褶皱为基底的地块（申扎地块）。

中生代以来，地槽发生强烈的构造分异，并以噶尔—嘉黎深断裂为界，分为南北两带。

北带，奇林湖—那曲带，三叠系是一套岩性单一的复理石沉积，上三叠统—下侏罗统为含煤岩系，中侏罗统、上侏罗统为杂色碎屑岩和灰岩互层。上侏罗统—下白垩统下部分布广泛，为巨厚的复理石和类复理石建造，中部夹安山岩、安山凝灰岩和少量灰岩，总厚达万余米。它向东相变为煤系地层，向西灰岩增多。在那曲以西，班戈错南，被含圆笠虫的下白垩统上部地层不整合覆盖。晚燕山运动使不整合面以下地层遭受强烈挤压，形成向南倒转的紧密线状褶皱。构造变形强度，越靠近北缘班公湖—怒江深断裂越强。

本带北部，沿班公湖—怒江深断裂带有较多燕山期基性岩、超基性岩分布。

本带南部，噶尔—嘉黎深断裂北侧，是一个花岗岩带，它是燕山期和喜马拉雅期多期活动的岩浆岩带。

南带，冈底斯—拉萨带，中生界主要分布于中部、西部。未见下三叠统，中三叠统、上三叠统仅局部出露，与下伏地层呈不整合接触。中三叠统为灰岩夹安山岩、安山凝灰岩；上三叠统为砂页岩和灰岩，总厚大于 3 000 米。侏罗系—下白垩统为厚度很大的含煤碎屑岩、圆笠虫灰岩、安山质火山碎屑岩。上白垩统下部为杂色条带状砂、页岩互层，其上被上白垩统上部—下第三系陆相中酸性或中基性火山

岩、火山碎屑岩夹红色碎屑岩覆盖。不整合面以下地层经晚燕山运动形成紧密倒转褶皱。

著名的冈底斯花岗岩带，位于本带南缘，这也是一个燕山期和喜马拉雅期多期活动的岩浆岩带。

5.2.9.1.3 要点分析

（1）在喀喇昆仑—唐古拉地槽的藏北高原马依岗雪山一带，见变形复杂的、以石英片岩和云母片岩为主的结晶片岩，可能属前寒武纪。下古生界出露零星，多为浅海碳酸盐岩及砂泥质岩类，厚度不大；在冈底斯—念青唐古拉地槽的云南龙陵地区、西藏念青唐古拉主峰和冈底斯山东段出露的几小块混合岩、片麻岩和结晶片岩，在冈底斯的申扎地区被泥盆系不整合覆盖，有可能代表本区最老的变质岩系。区内有化石依据的最老地层为奥陶—志留系，由浅海碳酸盐岩及碎屑岩组成。说明在早古生代初期，喀喇昆仑—唐古拉、冈底斯—念青唐古拉燕山褶皱系整体开始凹陷，形成地槽。最晚在奥陶纪发生海侵，楔块运动的正硬楔运动阶段应始于寒武纪。

（2）中生代，冈底斯—念青唐古拉地槽发生强烈的构造分异，并以噶尔—嘉黎深断裂为界，分为南北两带。奇林湖—那曲北带和冈底斯—拉萨南带是凹陷带，其间的噶尔—嘉黎深断裂是一个花岗岩带，它是燕山期和喜马拉雅期多期活动的岩浆岩带，应是一个长期遭受剥蚀的横弯背斜。两个凹陷带和一个隆起带组成“两堑夹一垒”楔块系统。

喀喇昆仑—唐古拉地槽褶皱系北部有喀喇昆仑—唐古拉山褶皱带；中部见马依岗，可能属前寒武纪的古老岩层，应是一个隆起带。另外在二叠系栖霞阶下部，为一套夹有含砾板岩、中基性火山岩、硅质岩的砂泥质沉积，厚达 3 300 米以上，按照楔块运动模式，“中基性火山岩”应来自由二级倒楔演变而来的火山岛链；南部是上古生界广泛分布的羌塘高原。南北凹陷带和中部隆起带组成“两堑夹一垒”楔块系统。

两个“两堑夹一垒”楔块系统之间是班公湖—怒江深断裂带，有较多燕山期基性、超基性岩分布地带，应是一个由一级倒楔演变而成的洋中脊。来自软流圈的基性—超基性岩浆沿洋中脊喷溢出地表，形成了基性—超基性岩分布地带。这样，两个“两堑夹一垒”和一个洋中脊就构成了“四堑夹三垒”楔块系统。

（3）喀喇昆仑—唐古拉地槽在侏罗纪末的早燕山运动全区褶皱隆起，伴随这次运动还有酸性和基性—超基性岩侵入；冈底斯—念青唐古拉地槽经晚燕山运动形成紧密倒转褶皱。说明本区在侏罗纪末—白垩纪，为软楔运动阶段。

（4）喀喇昆仑—唐古拉褶皱带中有白垩系和新生界以陆相红色碎屑岩为主的凹陷盆地沉积；新第三系部分地区有玄武岩喷发，不整合覆于侏罗系及更老地层之

上；冈底斯—念青唐古拉褶皱带的上白垩统下部为杂色条带状砂、页岩互层，其上被上白垩统上部—下第三系陆相中酸性或中基性火山岩、火山碎屑岩夹红色碎屑岩覆盖。说明本区在第三纪进入了倒楔逆行阶段。

5.2.9.2 楔块运动与海陆变迁

根据喀喇昆仑、冈底斯—念青唐古拉褶皱系的基本地质特征，应用楔块运动模式，其构造旋回的海陆变迁过程如下：

5.2.9.2.1 硬楔运动阶段——地槽整体凹陷

按照楔块运动模式，在寒武纪，金沙江—红河深断裂西段和雅鲁藏布江深断裂之间的广大地区，随着岩石圈负荷的不断增加，其软流层之上的古老岩石通过重力—浮力均衡作用形成了一级正硬楔，开始下降，形成了近东西走向的喀喇昆仑—唐古拉、冈底斯—念青唐古拉地槽（图 5–1）。

伴随着正硬楔的下降，盆地进一步加宽，海侵不断扩大。

本区下古生界出露零星，多为浅海碳酸盐岩及砂泥质岩类，厚度不大；在冈底斯—念青唐古拉地槽有化石依据的最老地层为奥陶—志留系，由浅海碳酸盐岩及碎屑岩组成。

5.2.9.2.2 软硬楔运动阶段——地槽差异升降

三叠纪—侏罗纪，本区的楔块系统进入软硬楔运动阶段，差异升降作用显著。

在三叠纪，地槽中央班公湖—怒江一带强烈上升，形成一级倒楔，进而由地垒演变成横弯背斜、火山岛链、洋中脊，来自软流圈的超基性—基性岩浆不断喷溢出地表；洋脊南北两侧则强烈下降，由地堑演变成地向斜，形成“两堑夹一垒”楔块系统（图 5–2–9–A）。

随着一级“两堑夹一垒”地向斜的不断扩展，进而演变成两个二级“两堑夹一垒”楔块系统。冈底斯—念青唐古拉地槽由奇林湖—那曲北带和冈底斯—拉萨南带两个凹陷带和其间的噶尔—嘉黎火山岛链组成二级“两堑夹一垒”楔块系统。喀喇昆仑—唐古拉地槽褶皱系北部有喀喇昆仑—唐古拉山凹陷带，南部有羌塘凹陷带，中部为（马依岗）火山岛链，组成二级“两堑夹一垒”楔块系统。

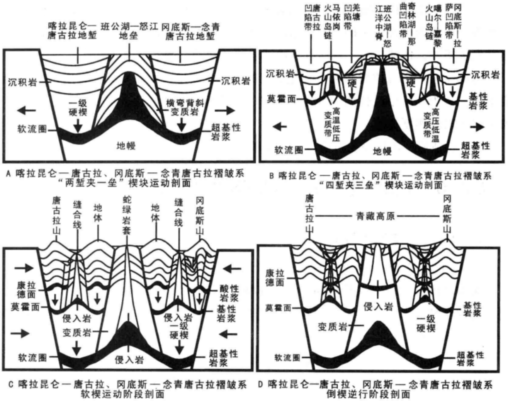
喀喇昆仑—唐古拉、冈底斯—念青唐古拉地槽在“四堑夹三垒”楔块系统软（倒楔）硬（正楔）楔运动中，差异升降作用显著（图 5–2–9–B）。

5.2.9.2.3 软楔运动阶段——地槽普遍回返

侏罗纪末—白垩纪，楔块系统进入软楔运动阶段。

随着二级正楔的不断下降，在侏罗纪末，位于楔块地向斜的含油、气、水的表层圈闭深入到康拉德面深度，储层开始熔融，生成以酸性为主的岩浆，进而形成三级软楔。软楔运动造陆，伴随岩浆频繁活动。

喀喇昆仑—唐古拉地槽在侏罗纪末的早燕山运动全区褶皱隆起，伴随这次运动还有酸性和基性—超基性岩侵入；冈底斯—念青唐古拉地槽经晚燕山运动形成紧密倒转褶皱，上覆有下第三系陆相中酸性或中基性火山岩、火山碎屑岩（图 5-2-9-C）。



A 喀拉昆仑—唐古拉、冈底斯—念青唐古拉褶皱系“两堑夹一垒”楔块运动剖面

B 喀拉昆仑—唐古拉、冈底斯—念青唐古拉褶皱系“四堑夹三垒”楔块运动剖面

C 喀拉昆仑—唐古拉、冈底斯—念青唐古拉褶皱系软楔运动阶段剖面

D 喀拉昆仑—唐古拉、冈底斯—念青唐古拉褶皱系倒楔逆行阶段剖面

图 5-2-9 喀喇昆仑—唐古拉、冈底斯—念青唐古拉楔块运动构造旋回剖面示意图

5.2.9.2.4 削高补低阶段——地台演化过程

白垩纪末—第三纪，本区的楔块系统进入削高补低阶段，地槽转化为地台，进入短暂的相对稳定期。

正软楔褶皱成山后，虽然缺少外来物质堆积，但随着楔块的增厚作用，成岩物质有向楔块中心地带缓慢塑性流动的趋势；正楔块底面积之上的重力作用仍然大于岩浆的浮力。这就造成了地台软楔缓慢下降、山脉继续升高的现象。在相对稳定的楔块系统内，保持相对缓慢的地壳运动。

喀喇昆仑—唐古拉褶皱带中有白垩系和新生界以陆相红色碎屑岩为主的凹陷盆地沉积；冈底斯—念青唐古拉褶皱带的上白垩统下部为杂色条带状砂、页岩夹层，其上被上白垩统上部—下第三系陆相中酸性或中基性火山岩、火山碎屑岩夹红色碎屑岩覆盖。

5.2.9.2.5　倒楔逆行阶段——地洼演化过程

第三纪以来，本区进入倒楔逆行阶段，部分地区形成地洼。

经过削高补低运动后，倒楔顶部的沉积物不断变厚，负荷重力不断增大，在重力—浮力均衡作用下，倒楔的部分地段发生逆行，楔块系统便进入倒楔逆行阶段。

随着二级倒楔的不断下沉，其上含油、气、水的圈闭深入到康拉德面深度，储层熔融，生成以酸性为主的岩浆，进而形成三级软楔。三级软楔运动使楔块强烈凹陷并发生褶皱，伴随酸性、基性以及中性岩浆的活动（图 5-2-9-D）。

喀喇昆仑—唐古拉褶皱带中有晚第三纪玄武岩喷发；冈底斯—念青唐古拉褶皱带下第三系为陆相中酸性或中基性火山岩、火山碎屑岩夹红色碎屑岩覆盖。这是倒楔逆行阶段的典型标志。

本区构造旋回的倒楔逆行阶段还在继续。

5.2.10　东南沿海—台湾楔块运动构造旋回

5.2.10.1　基本地质特征

5.2.10.1.1　东南沿海华力西褶皱系

东南沿海地槽褶皱系位于丽水—海丰深断裂带以东的东南沿海。范围包括浙、闽、粤的东部和海南岛的大部分地区。西邻华南加里东褶皱系，东面隔台湾海峡与台湾褶皱系相望。

这个褶皱系由于受中生代构造岩浆活动的强烈改造，全区 90%以上被中生代陆相火山岩所覆盖和被花岗岩体占据，多年来人们对它的面目一直认识不清，有的资料把中生代以前的地质构造称为华夏地块。20 世纪 70 年代以来，相继在福建福鼎南溪、闽东戴云山西侧、浙江象山县石浦镇附近中生代火山岩之下的浅变质岩中和在海南岛的浅变质岩中，找到晚古生代（主要是早中石炭世）化石，才将这一地带划为华力西冒地槽褶皱系。

褶皱系西侧丽水—海丰深断裂附近，闽、浙两省的中生代火山岩之下零星出露了一些中、深变质的片麻岩、片岩、大理岩、石英岩等，属前寒武系或前泥盆系，可能为本区最老的地层。

福鼎等地含化石的晚古生代地层，是一套由千枚岩、板岩、变质砂岩、硅质岩、凝灰岩夹硅质灰岩透镜体组成的复理石建造。

印支运动后，褶皱系遭受了强烈的构造岩浆活动的强烈改造。区内广泛分布侏罗、白垩系陆相沉积—火山岩系。下、中侏罗统为陆相山间盆地含煤沉积。中、上侏罗统为巨厚的中酸性火山熔岩及火山碎屑岩，形成著名的东南沿海火山岩带。伴

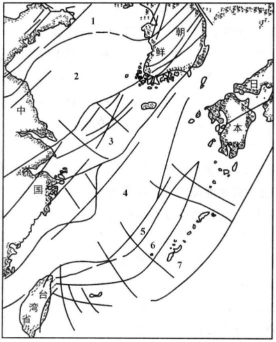
随断裂火山活动有大规模的花岗岩类岩浆侵入活动。沿东侧福建海岸的长乐—厦门深断裂带形成了宽达数十千米、长数百千米的动力变质带，并有辉长岩、蛇纹石化橄榄岩等小型基性—超基性岩体沿断裂分布。

5.2.10.1.2 东海喜马拉雅凹陷带

东海居于中国大陆及台湾岛与日本九州岛、琉球群岛和朝鲜半岛之间，是亚洲大陆与太平洋洋盆之间的大陆边缘过渡带。它以闽粤分界经澎湖至台湾新港的连线为界，与南海分开。东海西部为宽阔的大陆架；东部为大陆坡带，呈弧形展布于东海的东部；冲绳海槽组成大陆坡的主体地形。

东海是喜马拉雅运动形成的新生代海盆。据地球物理资料推断，东海存在两种不同的基底。西部基底可能由白垩纪火山岩和花岗岩组成；东部基底可能由与琉球岛弧相同的中生代或更老的变质岩系构成。早第三纪在台湾西海岸—五岛列岛一线以东，沉积了巨厚的复理石建造。渐新世早期的构造运动，使下第三系普遍褶皱，并形成一系列北北东向的隆起和断陷。晚第三纪以来的沉积盖层广泛发育，特别是上新统，遍布整个海域，主要由海相和海陆交互相的生油碎屑、含煤碎屑及火山碎屑建造组成，凹陷区沉积总厚达 7 000 米以上。

依据地球物理资料和邻区陆地地质构造特征，东海可分为以下几个构造带（图 5–2–10–1）：



1. 北黄海隆起带 2. 南黄海凹陷带 3. 济州—大陈隆起带 4. 东海凹陷带
5. 东海陆架边缘隆起带 6. 冲绳海槽裂陷带 7. 琉球海沟—岛弧系

图 5–2–10–1 黄海、东海构造分区图

5.2.10.1.2.1 济州—大陈隆起带

济州—大陈隆起带位于东海西部，是从浙闽沿海延伸到朝鲜东南部（岭南区）的福建—岭南隆起带在海中的延伸，呈北东向展布。区内磁场变化剧烈、梯度大。磁性基底埋深小于 1 000 米，由中生代火成岩和前中生代变质岩组成。基底之上不整合覆盖着厚约 0.8~1.2 千米的新生代地层，一般为上第三系和第四系，局部可能有下第三系。燕山期和喜马拉雅早期，它是亚洲东缘的一条海岸山脉，第三纪以来，逐渐崩解，海水才不断漫越隆起带进入黄海。

5.2.10.1.2.2 东海凹陷带

东海凹陷带位于济州—大陈隆起带之东，几乎占据整个东海大陆架，呈北北东走向，构造上可与台湾西部上第三系含油气盆地相连。磁场以平缓变化的负异常为主，磁性基底埋深一般在 4 000~6 000 米，最深可达 10 000 米。基底之上是巨厚的第三系和第四系，总厚度一般在 4 000 米以上，最厚可达 9 000 米以上，并以上第三系为主。上第三系不整合覆于下第三系之上，是由海相砂岩、页岩组成的含油岩系。此构造带可能是自早第三纪或稍早开始分裂、扩张形成的弧后张裂盆地，是很有希望的油气远景区。

5.2.10.1.2.3 东海陆架边缘隆起带

东海陆架边缘隆起带位于东海凹陷带之东，沿东海大陆架外缘延伸，构造走向为北北东。东海陆架边缘隆起带为重力高带和升高背景的正磁异常带，磁性体埋深 500~2 000 米。隆起带上大多缺失中新统，上新统和第四系普遍超覆在强烈褶皱的下第三系或更老的地层上。中新世晚期以来，沿东海大陆架外缘火山活动显著增加，形成一条安山—玄武质火山岩带。东海陆架边缘隆起带的形成始于早第三纪，是边缘岛弧；晚第三纪时又遭受挤压，成为一种残余岛弧。

5.2.10.1.2.4 冲绳海槽裂陷带

冲绳海槽裂陷带在海底地形上表现为一深海槽，呈北北东走向。为起伏变化平缓的负磁异常带，磁性基底埋深为 3 000 米左右。海槽的基底可能是由复杂褶皱、变质了的下第三系岩层、火山岩和侵入体组成，其上覆盖着上新世至第四纪的砂质浊积岩和火山碎屑岩，厚度大于 1 200 千米。这些岩层也都遭受了褶皱和断裂的破坏。海槽地壳厚度较薄，仅约 21 千米；热流量高，平均值为 3.62 微卡/(厘米·秒)，最高达 8.95 微卡/(厘米·秒)；布格重力值大多在 100 毫伽以上；浅震频繁；年轻断裂相当发育，断面呈地堑状。所有这些都显示出它是扩张初期的裂谷构造，可能是始于中新世末或上新世初的弧后张裂盆地。

5.2.10.1.3 台湾地槽褶皱系

台湾地槽褶皱系属西太平洋岛弧褶皱系的一部分，处于琉球和菲律宾两大弧系的结合地带。范围包括台湾本岛及其附近的岛屿。台湾岛的中部为台湾山脉，是全

岛的分水岭。东侧为台东海岸山脉，其间为台东大纵谷。

台湾地槽褶皱系是从古生代开始发展，至上新世—早更新世的台湾运动结束地槽发展阶段的喜马拉雅褶皱系。

台湾地槽褶皱系的构造带大致呈南北走向。台湾山脉东翼出露的大南澳变质带为本区最老地层，由巨厚的片岩、结晶灰岩、基性火山碎屑岩等变质岩系组成。其结晶灰岩中已找到石炭—二叠纪化石，一般认为其属晚古生代—中生代地层。大南澳变质岩中混合岩的同位素年龄为 8 600 万年。因此，台湾地槽至少从晚古生代就开始发展了，晚燕山运动使前第三纪地层褶皱变质，形成大南澳变质带。

喜马拉雅旋回以来，台湾地槽内部发生了明显的构造分异。以大南澳变质带为界，东西两侧具有不同的发展特征。

大南澳变质带西侧具冒地槽发展特征，冒地槽沉积从始新世开始。早第三纪地层由巨厚的千枚状页岩、千枚岩、板岩等组成。早中新世初期运动（埔里运动）使早第三纪—早中新世地层普遍褶皱变质，形成大南澳变质带西侧的苏澳褶皱带。新第三纪，地槽向西迁移，中新世、上新世以地槽型海相碎屑岩为主，夹数层含油、含煤岩系。北部，中新世为滨海相含煤建造；南部，从中新世—渐新世为很厚的海相泥质岩系。显示出明显的南北差异。上新世—早更新世的台湾运动褶皱隆起，形成西部山麓褶皱带。同时，在其西部形成台澎凹陷，在西部海岸平原堆积了很厚的上新统—更新统（实科山组）磨拉石建造。新第三纪沉积向西、向台湾海峡变薄的事实和北港及澎湖钻井资料证实中新统直接盖在侏罗—白垩系之上，中生代时有可能与大陆相连。

大南澳变质带之东的台东海岸山脉，具优地槽发展特征。这个带由晚第三纪的地槽海相碎屑岩和安山质火山岩组成，总厚达 4 000~6 000 米。最老地层为中新统都峦山组，由安山岩和火山碎屑岩组成。其上被晚中新世—上新世大港口组黑色页岩及砾岩不整合覆盖。上新统具典型浊流沉积特征。经上新世—早更新世构造运动，结束地槽发展阶段。同时，在海岸山脉西南部形成磨拉石建造（上新统—更新统的卑南山组）。

5.2.10.1.4　要点分析

（1）丽水—海丰深断裂附近，闽、浙两省的中生代火山岩之下零星出露了一些中、深变质的片麻岩、片岩、大理岩、石英岩等，属前寒武系或前泥盆系，认为是本区最老的地层。在福鼎等地含化石的晚古生代地层，是一套由千枚岩、板岩、变质砂岩、硅质岩、凝灰岩夹硅质灰岩透镜体组成的复理石建造。说明本区在泥盆纪开始整体下陷，进入正硬楔运动阶段。

（2）在台湾大南澳变质带中的结晶灰岩中已找到二叠纪化石。根据地球物理资料推断，东海西部基底可能是由白垩纪火山岩和花岗岩组成，东部基底可能是由

与琉球岛弧相同的中生代或更老的变质岩系构成。说明本区在二叠纪差异升降运动十分明显，形成了若干海盆和隆起。

推测在二叠纪形成了“两堑夹一垒”楔块系统。“一垒”的位置在台湾大南澳变质带一线，由水下地垒演变成水上横弯背斜，出露石炭—二叠纪本区最老的地层。部分地段进而演变成火山岛链，在东海大陆架外缘形成了一条安山—玄武质火山岩带。“两堑”位于大南澳变质带两侧，包括西部的东南沿海带和东海凹陷带、东部的具优地槽发育特征的台东海岸山脉地带和琉球岛弧及其东部凹陷带。在二叠纪末形成了“四堑夹三垒”楔块系统。这时的“三垒”分别位于东海中部一带、大南澳变质带和琉球岛弧一带。“四堑”分别位于东南沿海一带、台西凹陷、台东凹陷和琉球岛弧东侧凹陷。

(3) 东南沿海地槽在二叠纪末的构造运动中形成了褶皱系；台湾北港及澎湖钻井资料证实，中新统直接盖在侏罗—白垩系之上，中生代时有可能与大陆相连。说明本区白垩纪进入软楔运动阶段。此时形成了三级软楔，开始造陆运动，来自软楔底部的大量酸性岩浆频繁活动，导致东南沿海“全区90%以上被中生代陆相火山岩所覆盖和被花岗岩体占据”和大南澳变质带中发育巨厚的基性火山碎屑岩等。

(4) 台湾北港及澎湖地区的“中新统直接盖在侏罗—白垩系之上”，是一个沉积间断；东海凹陷带“上第三系不整合覆于下第三系之上”；东海陆架边缘隆起带上“大多缺失中新统”，说明本区在早第三纪初，结束了地槽发展过程，楔块运动进入削高补低阶段。

(5) 济州—大陈隆起带“燕山期和喜马拉雅早期，是亚洲东缘的一条海岸山脉，第三纪以来，逐渐崩解，海水才不断漫越隆起带进入黄海”；东海凹陷带“基底之上以上第三系为主，上第三系不整合覆于下第三系之上”；冲绳海槽裂陷带“可能是始于中新世末或上新世初的弧后张裂盆地”；台东的“早第三纪—早中新世地层普遍褶皱变质”；台西的“上新世—早更新世地层形成西部山麓褶皱带”。说明本区中新世以来，楔块运动进入倒楔逆行阶段，形成了东海—台西凹陷和台东凹陷等。

5.2.10.2 楔块运动与海陆变迁

根据东南沿海—台湾褶皱系的基本地质特征，应用楔块运动模式，其构造旋回的海陆变迁过程如下：

5.2.10.2.1 硬楔运动阶段——地槽整体凹陷

按照楔块运动模式，在泥盆纪初，位于华南加里东褶皱带和太平洋之间的地区的边界已存在深达软流圈的大断裂，由于负荷重力的不断增加，形成了正硬楔块，在重力—浮力的均衡作用下开始整体下降，形成了近南北走向的东南沿海—东海—台湾地槽（图 5–1）。

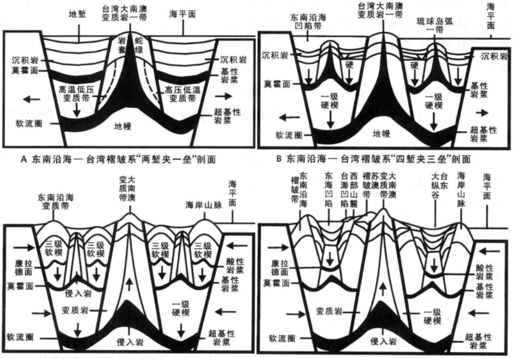
在福鼎等地含化石的晚古生代地层、在台湾大南澳变质带中的结晶灰岩中已找到石炭—二叠纪化石。说明海水首先侵入地槽的西部地带，然后不断向东扩展，在石炭—二叠纪覆盖整个地槽。

5.2.10.2.2 软硬楔运动阶段——地槽差异升降

二叠纪，楔块系统进入软硬楔运动阶段，差异升降作用显著。

随着正硬楔块的不断运动，楔块内部下降到莫霍面深度的含水圈闭生成了基性岩浆层；在基性岩浆层之上形成了二级正硬楔，导致凹陷速度加快。

在二叠纪形成了“两堑夹一垒”楔块系统。“一垒”的位置在台湾大南澳变质带一线，由水下地垒演变成水上横弯背斜，出露本区最老的地层（石炭—二叠系）；进而发展成火山岛链，发育大量的基性火山碎屑岩，东海大陆架外缘形成了一条安山—玄武质火山岩带，“两堑”位于大南澳变质带两侧，包括西部的东南沿海带和东海凹陷带、东部的具优地槽发展特征的台东海岸山脉地带和琉球岛弧及其东部凹陷带（图 5-2-10-2-A）。



A 东南沿海—台湾褶皱系“两堑夹一垒”剖面　B 东南沿海—台湾褶皱系“四堑夹三垒”剖面

C 东南沿海—台湾褶皱系软楔运动剖面　D 东南沿海—台湾褶皱系倒楔逆行剖面

图 5-2-10-2 东南沿海—台湾褶皱系楔块运动旋回剖面示意图

在二叠纪末形成了“四堑夹三垒”楔块系统。这时的“三垒”分别位于东海中部一带、大南澳变质带和琉球岛弧一带。“四堑”分别位于东南沿海一带、台西凹陷、台东凹陷和琉球岛弧东侧凹陷（图 5-2-10-2-B）。

在“四堑夹三垒”楔块系统中，倒楔（软楔）上升，正楔下降（硬楔），差异升降运动明显。

5.2.10.2.3 软楔运动阶段——地槽普遍回返

白垩纪，进入软楔运动阶段。

随着二级正楔的不断下降，在二叠纪末，位于楔块地向斜的含油、气、水的表层圈闭深入到康拉德面深度，储层开始熔融，生成以酸性为主的岩浆，并形成了三级软楔。软楔运动造陆，导致地向斜开始褶皱，并伴随大规模的酸性岩浆的活动。

软楔在运动过程中，地槽一边褶皱，一边形成新的凹陷带，接受沉积。新的沉积物褶皱后，又形成新的凹陷带，接受新的沉积物，直到海退为止（图 5–2–10–2–C）。

晚二叠纪末的华力西构造运动使东南沿海地槽形成了褶皱系；来自软楔底部的酸性岩浆频繁活动，导致东南沿海“全区 90%以上被中生代陆相火山岩所覆盖和被花岗岩体占据”；研究表明，东海凹陷的西部基底可能是由白垩纪火山岩和花岗岩组成；东部基底可能是由与琉球岛弧相同的中生代或更老的变质岩系构成；在台西地区，侏罗—白垩系发生褶皱，部分高出水面，出现了沉积间断；大南澳变质带西部北港及澎湖地区的中新统直接盖在侏罗—白垩系之上。说明在白垩纪末，全区褶皱成山。

5.2.10.2.4 削高补低阶段——地台演化过程

早第三纪初，楔块系统进入削高补低阶段，地槽转化为地台，进入相对稳定期。

正软楔褶皱成山后，虽然缺少外来物质堆积，但随着楔块的增厚作用，成岩物质有向楔块中心地带缓慢塑性流动的趋势；正楔块底面积之上的重力作用仍然大于岩浆的浮力。这就造成了地台软楔缓慢下降、山脉继续升高的现象。在相对稳定的楔块系统内，保持相对缓慢的地壳运动。

台湾北港及澎湖地区的“中新统直接盖在侏罗—白垩系之上”，是一个沉积间断；东海凹陷带“上第三系不整合覆于下第三系之上”；东海陆架边缘隆起带上“大多缺失中新统”，说明本区早第三纪初进入相对稳定的削高补低阶段。

5.2.10.2.5 倒楔逆行阶段——地洼演化过程

中新世以来，楔块系统进入倒楔逆行阶段，形成东海—台西凹陷和台东凹陷等。

经过削高补低运动后，倒楔顶部的沉积物不断变厚，负荷重力不断增大，在重力—浮力均衡作用下，倒楔发生逆行，楔块运动便进入倒楔逆行阶段。

东南沿海褶皱带和台湾山脉海拔高，长期遭受剥蚀，提供大量陆源碎屑物。二级倒楔的顶部，即山间凹陷，接受沉积物。随着负荷重力不断增加，导致倒楔发生

逆行，形成了分布在台湾山脉两侧的阶梯状断陷带。

随着二级倒楔的不断逆行，其上含油、气、水的圈闭深入到康拉德面深度，二级倒楔中的含油、气、水储层熔融，生成以酸性为主的岩浆，进而形成三级软楔。软楔运动伴随着褶皱变形和以酸性为主的岩浆活动。

由于倒楔逆行，济州—大陈隆起带第三纪以来，逐渐崩解，海水才不断漫越隆起带进入黄海；东海凹陷带基底之上以上第三系为主，上第三系不整合覆于下第三系之上；冲绳海槽可能于中新世末或上新世初形成裂陷带；台东的早第三纪—早中新世地层普遍褶皱变质；台西的上新世—早更新世地层形成西部山麓褶皱带（图 5-2-10-2-D）。

本区楔块运动构造旋回的倒楔逆行阶段还在继续。

5.2.11 雅鲁藏布楔块运动构造旋回

5.2.11.1 基本地质特征

雅鲁藏布地槽褶皱系位于雅鲁藏布江深断裂之南，错那—定日深断裂以北，总体呈一向南凸出的弧形。北与冈底斯—念青唐古拉燕山褶皱系相邻，南邻印度地台北缘的喜马拉雅辗掩构造带。

雅鲁藏布地槽褶皱系是一个从晚三叠世开始强烈下陷，于晚始新世褶皱回返的喜马拉雅地槽褶皱系。它包括北喜马拉雅和雅鲁藏布两个优地槽褶皱带。

地槽内前中生代地层极少出露，广泛发育中新生代地层。晚三叠世为巨厚的以碎屑岩为主的复理石沉积，夹细碧—角斑岩、放射虫硅质岩、碧玉岩、灰岩。侏罗系以碎屑岩为主夹中基性火山岩。白垩系为复理石、中基性火山岩和硅质岩。总厚达 8 000~10 000 米。在北喜马拉雅，晚三叠世、晚侏罗世—早白垩世、晚白垩世三个时期均形成了由细碧岩、放射虫硅质岩、超基性岩构成的蛇绿岩套。北侧广泛分布混杂岩。

晚侏罗世前曾发生一次构造运动，造成晚侏罗世前的沉积间断，并在晚侏罗世—早白垩世早期沉积中出现砾岩。晚白垩世晚期—始新世时，沉降中心移到雅鲁藏布江一带，发育了厚达 6 000 米的碳酸盐岩、复理石、细碧—角斑岩、放射虫硅质岩，并与超基性岩一起构成蛇绿岩套。其上被晚始新世冈底斯砾岩（磨拉石）不整合覆盖。

晚始新世的早喜马拉雅运动使地槽全面褶皱，形成以向南倒转为特点的紧密线状褶皱和梳状褶皱，并使海水最终退出本区。

要点分析如下：

(1) 雅鲁藏布地槽褶皱系的南面是喜马拉雅辗掩构造带（地台）。地槽内前中生代地层极少出露，从晚三叠世开始强烈下陷，广泛发育中新生代地层。说明本区的凹陷作用始于晚三叠世，即楔块运动的正硬楔运动阶段始于晚三叠世。

(2) 雅鲁藏布地槽的侏罗系以碎屑岩为主夹中基性火山岩，白垩系为复理石、中基性火山岩和硅质岩，总厚达 8 000~10 000 米。并形成北喜马拉雅和雅鲁藏布两个优地槽褶皱带。因为有大量的多期的中基性火山岩形成，在两个优地槽之间应发育一个洋中脊。按照楔块运动模式，洋中脊是地垒演化而来的。这样，由两个优地槽和一个洋中脊就组成了本区的“两堑夹一垒”楔块系统。

(3) 晚侏罗世前曾发生一次构造运动，造成晚侏罗世前的沉积间断，并在晚侏罗世—早白垩世早期沉积中出现砾岩。晚始新世的早喜马拉雅运动使地槽全面褶皱，形成以向南倒转为特点的紧密线状褶皱和梳状褶皱，并使海水最终退出本区。说明雅鲁藏布地槽软楔的造陆运动开始于晚侏罗世，结束于晚始新世。

(4) 晚始新世以来，楔块运动进入削高补低阶段。

5.2.11.2 楔块运动与海陆变迁

根据雅鲁藏布褶皱系的基本地质特征，应用楔块运动模式，其构造旋回的海陆变迁过程如下：

5.2.11.2.1 硬楔运动阶段——地槽整体凹陷

按照楔块运动模式，在晚三叠世，位于雅鲁藏布江深断裂之南，错那—定日深断裂以北的雅鲁藏布地区，随着岩石圈负荷的不断增加，在莫霍面深度生成了基性岩浆层；在基性岩浆层之上的古老岩石通过重力—浮力均衡作用形成了二级正硬楔，开始运动，形成了近南北走向的雅鲁藏布地槽（图 5–1）。

伴随正硬楔的造洋运动，盆地不断扩大，形成海洋。在正硬楔运动阶段的后期，由于沉积物主要分布在海槽的边部，导致负荷重力不断增加，下降的速度大于中部，楔块发生了弯曲，中部隆起，两侧凹陷（图 5–2–11–A）。

5.2.11.2.2 软硬楔运动阶段——地槽差异升降

侏罗纪，楔块系统进入软硬楔运动阶段，差异升降作用显著。

在岩浆底辟作用下，地槽中央地带不断隆起，形成横弯背斜（图 5–2–11–B），进而演变成火山岛链、洋中脊（图 5–2–11–C）。来自莫霍面深度的熔融岩浆喷溢在凹陷带中，形成本区侏罗系的碎屑岩夹中基性火山岩、白垩系的中基性火山岩和硅质岩。

在洋脊两侧，是北喜马拉雅和雅鲁藏布两个由地堑形成的凹陷带，组成了本区的“两堑夹一垒”楔块系统。在岩浆底辟作用下，倒楔塑性增大，成为软楔，横弯褶皱上升；正硬楔不断下降，形成地堑。地槽在软硬楔的运动过程中，差异升降作

用十分明显。

5.2.11.2.3 软楔运动阶段——地槽普遍回返

中侏罗世末—晚始新世，楔块系统进入软楔运动阶段。

随着二级正楔的不断下降，位于楔块地向斜的含油、气、水的表层圈闭深入到了康拉德面深度，储层开始熔融，生成以酸性为主的岩浆，导致雅鲁藏布地槽内的酸性岩浆频繁活动，并形成三级软楔，软楔运动开始造陆。

雅鲁藏布地槽在晚侏罗世前曾发生一次构造运动，造成晚侏罗世前的沉积间断，并在晚侏罗世—早白垩世早期沉积中出现砾岩。软楔的造陆运动使本地槽沉降中心移到雅鲁藏布江一带，晚白垩世晚期—始新世发育了厚达 6 000 米的碳酸盐岩、复理石、细碧—角斑岩、放射虫硅质岩。

晚始新世的早喜马拉雅运动使地槽全面褶皱，形成以向南倒转为特点的紧密线状褶皱和梳状褶皱，并使海水最终退出本区（图 5-2-11-D）。

5.2.11.2.4 削高补低阶段——地台演化过程

晚始新世以来，楔块运动进入削高补低阶段。

正软楔褶皱成山后，虽然缺少外来物质堆积，但随着楔块的增厚作用，成岩物质有向楔块中心地带缓慢塑性流动的趋势；正楔块底面积之上的重力作用仍然大于岩浆的浮力。这就造成了地台软楔缓慢下降、山脉继续升高的现象。在相对稳定的楔块系统内，保持相对缓慢的地壳运动。

雅鲁藏布喜马拉雅褶皱带之上，被晚始新世冈底斯砾岩（磨拉石）不整合覆盖。地槽转化为地台，进入相对稳定期。

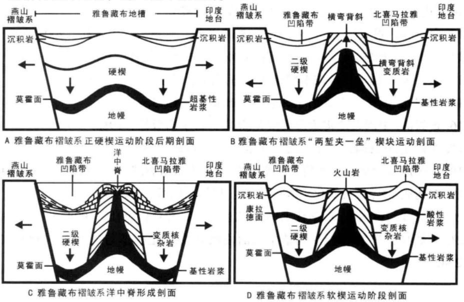


图 5-2-11 雅鲁藏布褶皱系楔块运动旋回剖面示意图

参考文献

1. 宋春青.地质学基础.北京：人民教育出版社，1982.

2. 黄邦强.大地构造学基础及中国区域地质概要.北京：地质出版社，1984.

3. 杜远生.古生物地史学概论.武汉：中国地质大学出版社，1998.

4. 王建.现代自然地理学.北京：高等教育出版社，2004.

5. 陈国达.地洼学说——活化构造及成矿理论体系概论.长沙：中南工业大学出版社，1996.

6. 谢仁海.大地构造学派概观.徐州：中国矿业大学出版社，1989.

7. 路凤香. 岩石学.北京：地质出版社，2002.

8. 朱志澄.构造地质学.武汉：中国地质大学出版社，1990.

9. 张文佑.断块构造导论.北京：石油工业出版社，1984.

10. 白思胜. 论楔块运动与地震带的关系.灾害学，2006（2）：17–21.

11. 白思胜. 隐爆地震.灾害学，2005（3）：21–25.

12. 白思胜，景天时.自然科学概要 18 讲.兰州：兰州大学出版社，2006.

13. 金性春.板块构造学基础.上海：上海科学技术出版社，1984.

14. 张伯声.中国地壳的波浪状镶嵌构造.北京：科学出版社，1980.

15. 李四光. 地质力学概论.北京：科学出版社，1973.

16. 黄汲清. 中国大地构造及其演化.北京：科学出版社，1980.

17. 安延恺.板块构造概论.北京：石油工业出版社，1979.

18. 中国地震学会地震地质专业委员会.中国活动断裂.北京：地震出版社，1982.

19. 李建珊.世界科技文化史教程.北京：科学出版社，2009.

20. 胡显章，曾国屏. 科学技术概论.北京：高等教育出版社，1998.

21. 朱炳泉，崔学军.板块构造学说面临的挑战.大地构造与成矿学，2006（3）：265–274.

后 记

一、关于对科学研究的认识

科学是人类对自然界客观事实和规律的理性认识。

达尔文说过：“科学就是整理事实以便从中得出普遍的规律和结论。”这里所谓的“事实”，是指人们对自然现象的本质认识，即经过概括而形成的对同一类自然现象的统一解释；而所谓的“规律”，则是指自然界种种物质运动之间的内在的、本质的必然联系。对事实和规律的科学认识，是理性的认识。在科学研究过程中，我们不难发现：人无完人、理无常理、法无定法。

（一）人无完人

在科学发展史上，人们的认识是有局限性的，很难找出一位十全十美的科学家。比如，林耐是近代博物学的集大成者，他建立了静态的分类系统，但认为物种是上帝创造出来的，是不能变化的；哥白尼完善了日心说，但坚持行星是在圆形轨道上匀速运行的；牛顿创立了经典力学，但认为上帝是第一推动者；波义耳批判了炼金术，但提出的“微素说”后来成为“燃素说”的依据；道尔顿提出了原子论，但反对分子论；门捷列夫发现了元素周期律，却拒不接受原子是可分的；李比希提出了有机基团理论、有机多元酸理论和物质补偿法则，却嘲笑巴斯德的发酵生物学理论；耐格里提出了“细胞种质”，但不接受孟德尔的性状分离和自由组合定律；爱因斯坦提出了相对论，但反对量子力学中的不确定性等。可以看出，在科学研究的道路上，没有绝对的权威。既然在科研领域内没有完人，我们就不要追求成为完人，求全责备；也不要盲目崇拜或残酷斗争。我们应该有宽容的心态，做到扬长而避短。

（二）理无常理

这里的理是指科学知识。科学研究是一个不断创新和不断纠正错误的过程。比如在科学发展史上，日心说否定了地心说，元素说否定了炼金术，氧化说否定了燃素说，人工合成尿素否定了生命力论，血液循环理论否定了三灵气说，生物进化论否定了神创说，大陆漂移学说发展到了板块学说，经典力学发展到了相对论，光的粒子说和波动说发展到了光的波粒二象性，原子论发展到了基本粒子群等等。可以看出，不存在千古不变的理论，也没有探索的边界和禁区。既然在科研问题上理无常理，我们就不能固持己见，要善于接受不同的观点；要用怀疑的态度对待一切既成的科技成果，力图有所创新。只有虚心纠正错误，才能做到坚持真理。

（三）法无定法

这里的法是指科学研究的方法。希腊人是第一次形成独具特色的理性自然观的种族，而理性自然观正是科学精神的基本因素。经过长期的积淀，希腊人先后形成了数学理性、逻辑理性与实验理性的萌芽；而数学理性、逻辑理性与实验理性共同构成了科学中的工具理性，它们分别为科学知识的精确性、条理性和可靠性提供了保证。在近代，科学理性精神不断发展，相继出现了笛卡儿的直观—演绎法、伽利略的实验—数学法等科学方法。这种作为希腊文化精髓的理性精神，在科技文化中，经过漫长的孕育、发展与成熟，绽放出了绚烂的科学之花。

笛卡儿接受了亚里士多德关于“科学是演绎陈述系统”的思想，并试图用他的直观—演绎法构造一个庞大而包罗万象的人类知识金字塔。笛卡儿认为，来自外界的关于事物的感觉观念是不可靠的，而由人的心灵自由虚构和臆想的观念是个别和偶然的；只有来自理性本身的“天赋观念”才是一切普遍性、必然性知识的唯一可靠的来源。这种观念作为真理性认识的标准，就在于其无可怀疑的确定性和自明性。由于它既不依赖于感觉经验，也不以人的自由意志为转移而具有客观实在性，因此，以这种观念作为最普遍原理，可以成功地解释一切自然现象。第一原理的创造性保证了由它所推演出的知识的新颖性。

牛顿万有引力定律的演绎过程可以看做是对“直观—演绎”法的一个很好的诠释。

牛顿认为，行星围绕太阳的运动，表明它们处于平衡状态，因而一定有一个净力作用于它们，否则，行星就不会绕中心天体运动，而将会沿着直线运动。由于椭圆运动近似于圆周运动，因而行星在任何时刻都受到一个指向太阳的向心力的作

用，这个力根据牛顿第二定律就是：

$$F_{向}=ma_{向}$$

万有引力定律就是从牛顿第二定律出发，运用数学中严格的逻辑推理方法所进行的。

根据惠更斯向心力定律：

$$a_{向}=V^2/R$$

而

$$V=2\pi R/T$$

所以

$$a_{向}=4\pi^2R/T^2$$

$$F_{向}=ma_{向}=4\pi^2mR/T^2$$

式中 T 为行星绕太阳旋转的周期。

根据开普勒第三定律：

$$T^2=kR^2$$

故而 $$F_{向}=4\pi^2mR/T^2=（4\pi^2/k）m/R^2$$

令 $4\pi^2/k=C$，则： $$F_{向}=Cm/R^2$$

根据牛顿第三定律，太阳对行星有作用力，行星对太阳也有反作用力，这个力与太阳的质量成正比，与距离的平方成反比：

$$F'_{向}=C'M/R^2$$

$$Cm/R^2=C'M/R^2$$

$$Cm=C'M$$

$$C'/m=C/M=G$$

$$C=MG$$

则 $$F_{向}=Cm/R^2$$

$$F_{引}=GmM/R^2$$

这就是万有引力定律：在两个相距为 R，质量分别为 m、M 的质点间的万有引力，其方向沿着它们的连线，其大小与它们的质量乘积成正比，与它们之间的距离平方成反比。数学表达式为：

$$F_{引}=GmM/R^2$$

式中 G 称为万有引力常量：$G=(6.673\pm0.003)\times10^{-11}\mathrm{N\cdot m^2/kg^2}$

万有引力定律的发现，使天体的运动与地面的运动，可以统一地加以研究。牛顿将万有引力定律应用于研究天体的运动，诞生了天体力学，实现了近代科学史上的第一次重大综合，由此不难看出应用“直观—演绎”法进行科学研究的重要价值。

伽利略实验—数学方法的基本思想是：针对一个科学问题，必须以定量实验的观测结果作为出发点和判定理论真伪的标准，同时要运用数学抽象来描述关于客体的各种基本概念和基本关系，即用数学模型来表征物理实在及其运动规律。

以落体定律的发现为例。伽利略首先批评了亚里士多德通过思辨和常识所得出的关于落体运动的、颇带目的论色彩的自然哲学解释，并给自己规定了“要发现的不是物体为什么降落，而是怎样降落，即依照怎样的数学关系而降落”的任务。经过长期探索，他发现自由落体在 t 时间内经过的距离 s，同始终以末速度 v 的一半 ($v/2$) 所行进的匀速运动在相同时间内经过的距离相等（即 $s=tv/2$）。然后，又根据下落物体的“（即时）速度与降落时间成正比”的假设导出了一个数学推论：物体坠落所经过的空间（距离）按时间的平方而增加，即 $s\propto t^2$。把上述两项发现结合起来就是：$s\propto t^2/2$。后来惠更斯首次测得了把这个正比式变为等式而出现的比例系数 g，即后来的自由落体公式：

$$y=gt^2/2$$

为了验证借助假说而得出的这一数学推论，伽利略精心设计了斜面小球实验，目的是“冲淡重力”便于观测与计算。在确认小球下落速度只与斜面垂直高度有关而与倾角无关，即证明了沿斜面下落与垂直下落的等效性之后，其落体定律得到证实。

在伽利略的工作中，新的方法论所呈现的别具一格的特征得到了清晰的阐述和富有成效的实践。由于伽利略的“实验—数学”方法代表了近代科学新的科学精神，伽利略本人遂被尊为近代“科学精神之父”。

在现代科学研究中，演绎和实验方法紧密联系，缺一不可。比如爱因斯坦在《狭义相对论》中，通过数学推理，演绎出了著名的质能关系式：$E=mc^2$，后来人们通过实验证实了核裂变能和核聚变能的存在；伽莫夫演绎出“宇宙大爆炸标准模型”，后来人们通过实验验证了他所预言的“宇宙元素的丰度、宇宙背景的温度、宇宙的年龄和星系的红移”等结论。事实不断证明了演绎、实验方法各自的科学价值以及演绎和实验方法相结合对科学发现的重要意义。

不难看出，在科学研究领域，“直观—演绎”法和“实验—数学”法，各有所长，不能偏废。科学要揭示的是自然界的事实和规律，一般来说，验证事实和规律的过程主要依赖实验方法；提出新概念和新理论的过程主要依赖演绎方法。因此，在科学研究过程中就不能过分强调“科学是演绎陈述系统”的思想，也不能过分强调“可靠的实验才能使科学繁荣昌盛”、“实验乃是确实性之母”，而应大力提倡“百花齐放，百家争鸣”的方针。

二、我学习的榜样

作为一名既热爱教学又热爱科研的教师，俄国科学家齐奥尔科夫斯基是我学习的榜样。

齐奥尔科夫斯基 1857 年生于俄国一个贫苦的护林人家庭。他 9 岁那年因病两耳失聪，被迫辍学；但依靠顽强的毅力自学，他成了一名中学教师。在“黑面包填肚子”的生活中，齐奥尔科夫斯基开始了对火箭原理与航天理论的研究。

齐奥尔科夫斯基认为，要实现太空飞行，必须解决发射装置的问题。他通过研究和计算认为，在没有空气的太空中，利用喷气反作用力推进的火箭，是实现太空飞行最有效的理想的交通工具。他提出了多级火箭的原理，并建议采用液氢和液氧作为火箭的推动剂。

为了使人们确信利用火箭可以在没有空气的太空中飞行，齐奥尔科夫斯基花了 20 年时间，写了一部名为《在地球之外》的小说。该书的主要内容是：21 世纪，宇宙开发事业在迅速发展。科学家在喜马拉雅山上的一座美丽城市建立了一座研究所，建造了一艘长 100 m、直径 40 m 的“火箭太空飞船”。飞船呈纺锤形，可乘坐 20 人。这艘飞船于 2017 年发射成功。飞船进入环绕地球的轨道后，船内的一切失去了重量，20 名乘员漂浮在船中。乘员们穿上了像潜水衣那样的宇宙服，进入真正的宇宙空间。他们使用能够喷出气体的“宇宙枪”，在宇宙空间进行“宇宙游泳”。然后，乘员们在宇宙空间组装起一个巨大的温室，在里面种植了西瓜、草莓等水果和一些蔬菜。几个月后，月球探险开始了。“火箭太空飞船”上载有带有 4 个车轮的月球着陆船。两名乘员就乘着这只着陆船奔往月球，并平安地降落在月球上。在月球上，有很多跟踪日光移动的动植物。月球探险结束后，两人便开动着陆船上的火箭，返回了飞船。“火箭太空飞船”继续飞向远方，在经过好几年的宇宙旅行生活后，踏上返回地球的归途，最后降落在印度洋上。

齐奥尔科夫斯基在小说中描写的诸如“宇宙枪”、“宇宙游泳”和“着陆船”等与现在宇宙航行中的实际情况相差无几，使我们不得不赞叹其惊人的科学预见能力。1933 年，齐奥尔科夫斯基设计的火箭在前苏联成功发射，人们称赞他为“航天之父”。

我一直在想，齐奥尔科夫斯基在异常困苦的环境下，能以小说的形式揭示航天的奥秘，我为何就不能通过“模式”的形式来反映岩石圈运动的奥秘呢？

三、我的科研方向

我 1982 年毕业于昆明工学院（现昆明理工大学）地质系，当时分配到西北有色地质勘探公司搞地质勘探，1989 年调到宁夏师范学院从事教学工作。1988 年，在延长油矿勘探石油时，发现鄂尔多斯盆地中部中生代的成油条件（生油层厚度）比较差，但发现了大油田；而西部边缘山地（六盘山地区）的成油条件比较好，没有发现大油田，却发生了大地震。当时就产生了油气圈闭的隐爆形成地震的认识。通过研究，相继发表了《大陆破坏性地震成因初探》、《论大震的成因——圈闭隐爆说》等论文。通过进一步的研究，我认识到有油、气、水的圈闭在深埋过程中，除能通过相变和活化增大圈闭的压力外，还能使岩石的熔点降低，地壳中含过量水圈闭内的岩石在 600~700 ℃可熔融形成酸性岩浆包；岩浆的熔融过程能导致物质分异，使有用的物质富集成矿；油、气携带的有用元素和能量会参与岩浆的成矿作用；圈闭隐爆后的岩浆和挥发组分能导致围岩的变质和成矿作用等，由此发表了《金刚石的成因——油储隐爆说》、《斑岩铜矿成因——圈闭隐爆说》、《混和岩化作用和混合岩成因模式研究》等论文；后来通过研究我还认识到，圈闭隐爆能形成楔块，重力—浮力的均衡作用能导致楔块运动。楔块有正楔、倒楔和硬楔、软楔之分。正硬楔运动造洋，正软楔运动造陆；倒楔运动能形成地垒、横弯背斜、岛弧、洋脊等，并与地震的成因密切相关，由此发表了《楔块运动与地震的关系》、《郯城大地震成因分析》、《倒楔运动与地震带的关联性研究》、《倒楔运动引起地震的原因分析》、《倒楔运动与海原特大地震的关联性研究》、《谈正楔运动的增压效应》等论文。通过不断研究，我初步创建了“楔块运动”模式。2009 年，我申报宁夏回族自治区科技厅自然基金项目《倒楔运动与地震带的关联性研究》和宁夏回族自治区教育厅高校科研后续项目《隐爆地质研究——楔块运动与海陆变迁》获得成功，《楔块运动与中国地槽的海陆变迁》是项目的阶段性成果。从研究“圈闭隐爆”，到研究“楔块运动”，逐渐形成了自己的科研方向。

四、关于楔块运动的应用前景

写作《楔块运动与中国地槽的海陆变迁》一书的目的，是想通过楔块运动模式把长期争论的“固定论”和“活动论”统一起来；是想通过楔块运动模式解释中国

地槽的海陆变迁的过程，体现楔块运动观点的应用价值。

楔块形成和运动的动力是重力—浮力的均衡作用。楔块的物质和数量在运动过程中是不断变化的，可由“一堑”型演变到“两堑夹一垒”型，再到“四堑夹三垒型”。楔块运动是水平、垂直兼而有之的运动，其运动和演变过程既能解释“固定论”中地壳的升降运动，也能解释“活动论”中地壳的水平运动。通过楔块运动的主要模式，能够看出楔块运动的应用前景。

（一）正硬楔运动造洋

用正硬楔运动模式既能解释地槽的凹陷作用，又能解释海底的扩张作用。

美国石油地质学家 Meyerhoff（梅耶霍夫）通过研究认为，海底磁异常条带预测年龄不符、海底火山链作为海底水平运动证据不确、海底正交巨型构造带与海底扩张学说抵触、海底平顶山作为海底大规模水平运动证据不实、空间大地测量确认海底大规模水平运动尚存问题、大洋板块沿海沟消减的地质论据不足等，提出海底扩张应寻找新机制。正硬楔运动模式就是一种陆变海的新机制。

（二）正软楔运动造陆

用正软楔运动模式既能解释地槽的回返作用，又能解释板块在大陆边缘的造山运动和地体的形成。

中国地震局地质研究所高名修通过对青藏高原南缘现今构造活动的研究指出，从中更新世以来，青藏高原南缘处于以差异升降和正断层作用为特征的张性环境，与碰撞挤压环境完全不同。流行的高角度俯冲模式因没有观测到倾斜地震带而难以成立；低角度俯冲模式又缺乏牵引力而显得软弱无力。得出的结论是印度板块冲撞形成青藏高原的说法不能成立。1996 年在北京召开“第三十届国际地质大会”期间，高名修联合日、澳、中、俄等国地球科学家，商议创建“全球构造新概念”组织，交流有关的新资料、新观念和新成果，促进“全球构造新概念”的发展。正软楔运动模式就是一种海变陆的新机制。

（三）倒楔顺行依次形成地垒、横弯背斜、火山岛链和洋脊

倒楔是顶小底大的楔块。应用倒楔顺行模式既能解释洋脊和岛弧的成因，也能解释在洋脊附近出现老岩层和岛弧附近出现新岩层的现象。

Meyerhoff（梅耶霍夫）通过研究认为，大西洋中脊脊部附近的鲍尔德山，全部由 16.9 亿年~15.5 亿年的花岗岩构成，被年龄为 7.85 亿年的镁铁质岩墙侵入，该山

长 13 km、宽 5 km、高 3 km，不可能是“冰川漂砾”。现在，在大西洋中脊已查明了数百个这类花岗岩产地，海底扩张学说无法解释此现象。如果运用倒楔顺行模式，就能容易说明这种现象。

（四）倒楔逆行导致地台活化

用倒楔逆行模式既能解释地洼的形成，还能解释地台到地洼的转化。

地槽区转化为地台区之后，地壳是不是还要发展呢？泛地槽学说认为地台就是地槽发展的最后归宿；泛地台学说认为，地壳演化的规律是：古地台—地槽—年轻地台，古地台在逐渐缩小，年轻地台在逐渐扩大。我国地质学家陈国达在总结中外地质资料的基础上提出了地洼说，认为地壳构造的发展过程，是（强烈）活动区和（相对）稳定区相互转化、更叠的过程，即称为动定转化，地壳构造就是按照这种动定转化递进的规律，向前发展。动定如何转化递进？倒楔逆行模式就是一种地台转变成地洼的新机制。

综上所述，作为一个大地构造运动新理论，槽台学说和板块学说研究的对象和范围，也就是楔块运动研究的对象和范围，由此可见，楔块运动具有广阔的应用前景。

最后要说的是感谢语。

本成果是 2009 年宁夏回族自治区科技厅和教育厅科研资助项目，资助金额为 3 万元，作者用于本书的出版；2008 年，作者带着《隐爆地质研究》的课题去北京大学地球与空间科学学院访学 1 年， 陈衍景导师（2006 年国家 973 项目《华北大陆边缘造山过程与成矿》首席科学家）针对隐爆地质的机制问题给予了作者淳淳教诲；本书中共有插图 72 幅，是南京地质矿产研究所测试中心的白晓硕士和南京信息工程大学环境科学与工程学院的蒲阳博士清绘完成的，在此一并表示衷心的感谢！

白思胜

2010 年 10 月 10 日